

# UNIVERSITÀ DEGLI STUDI di NAPOLI FEDERICO II



DIPARTIMENTO  
DI SCIENZE DELLA TERRA,  
DELL'AMBIENTE E DELLE RISORSE

DOTTORATO IN SCIENZE DELLA TERRA

XXVI CICLO

Tesi di Dottorato  
in  
Geochimica e Vulcanologia

CARATTERI GEOCHIMICI DEL MANTELLO SORGENTE  
DEL MAGMATISMO NAPOLETANO: NUOVE  
CONOSCENZE DALLO STUDIO  
DELLE OFIOLITI DEL SETTORE LUCANO  
DELL'APPENNINO MERIDIONALE

Tutor  
Ch.mo Prof., Massimo D'Antonio

Dottorando  
Fabio Carmine Mazzeo

Co-Tutor  
Dott.ssa, Paola Petrosino

Triennio 2011-2014

Ancora a Viviana,

perché anche questo terzo lavoro,  
senza di lei, non ci sarebbe mai stato.



“La sapienza mi perseguita,  
ma io sono più veloce!”

Lupo ALBERTO

# **INDICE**

## **EXTENDED ABSTRACT**

### **PARTE 1: Introduzione ed inquadramento del Mediterraneo**

<b>CAPITOLO 1: Introduzione</b>	<b>2</b>
<b>CAPITOLO 2: Inquadramento del Mediterraneo</b>	<b>8</b>
<b>2.1. Inquadramento geografico e morfologico</b>	<b>8</b>
2.1.1. Il Mediterraneo Occidentale	9
2.1.2. Il Mediterraneo Orientale	10
<b>2.2. Evoluzione geodinamica e paleogeografica</b>	<b>11</b>
2.2.1. Dalla Pangea all'apertura dell'Oceano Atlantico Centrale	11
2.2.2. L'apertura della Tetide Alpina	15
2.2.3. La chiusura della Tetide Alpina	24
2.2.4. Rifting Provenzale, rotazione del Blocco Sardo-Corso ed apertura del Tirreno	32
2.2.5. La costruzione di Alpi ed Appennini	40
<b>2.3. Assetto geologico-strutturale attuale</b>	<b>41</b>
2.3.1. L'assetto attuale della Penisola Italiana	47
<b>2.4. Magmatismo dell'area circum-Tirrenica</b>	<b>52</b>
2.4.1. Caratteri petrologici, geochemici ed isotopici	52
2.4.2. Considerazioni petrogenetiche	59
2.4.3. Implicazioni geodinamiche del magmatismo circum-Tirrenico	61
<b>2.5. Le ofioliti delle Alpi e dell'Appennino settentrionale</b>	<b>65</b>
2.5.1. Rocce basaltiche	68
2.5.2. Rocce gabbbriche	68
2.5.3. Peridotiti mantelliche	68
2.5.4. Origine delle ofioliti	70
<b>CAPITOLO 3. Inquadramento dell'Appennino</b>	<b>71</b>
<b>3.1. Paleogeografia del Mediterraneo Occidentale nell'Oligocene</b>	<b>72</b>
<b>3.2. Unità tettoniche, stratigrafiche e cinematiche dell'Appennino</b>	<b>75</b>
3.2.1. Successioni pre-orogeniche	75
3.2.2. Depositi di Avana fossa	78
3.2.3. Complessi cinematici	78
3.2.4. Depositi da wedge-top	80
<b>3.3. Evoluzione tettonica, stratigrafica e paleogeografica dell'Appennino</b>	<b>83</b>

<b>3.4. Struttura della Catena Appenninica</b>	88
<b>3.5. Evoluzione Plio-Quaternaria dell'Appennino</b>	90

## **PARTE 2: Siti di campionatura e tecniche analitiche**

<b><i>CAPITOLO 4: Confine Calabro-Lucano e siti di campionatura</i></b>	92
<b>4.1. Il complesso Liguride e la geologia dell'area del Pollino</b>	92
4.1.1. L'impronta metamorfica del LAC	97
4.1.2. Origine delle Ofioliti del Pollino	98
<b>4.2. Descrizione dei siti di campionatura</b>	99
4.2.1. Le ofioliti dell'Unità Nord Calabrese	99
4.2.2. Le ofioliti dell'Unità del Frido	101
<b><i>CAPITOLO 5: Tecniche analitiche</i></b>	102
<b>5.1. Preparazione di granulati e polveri</b>	102
<b>5.2. Preparazione delle sezioni sottili</b>	103
<b>5.3. Analisi petrografiche</b>	103
<b>5.4. Determinazione della LOI</b>	104
<b>5.5. Analisi in fluorescenza ai raggi-X</b>	104
5.5.1. Preparazione di perle e pasticche	105
<b>5.6. Analisi al plasma-massa</b>	105
<b>5.7. Spettrometria di massa</b>	106
<b>5.8. Microsonda elettronica</b>	106
<b>5.9. Microsonda ionica</b>	107

## **PARTE 3: Descrizione ed analisi dei dati**

<b><i>CAPITOLO 6: Classificazione e petrografia delle rocce</i></b>	109
<b>6.1. Petrografia</b>	109
6.1.1. Pillow lavas	109
6.1.2. Gabbri	109
6.1.3. Serpentiniti	110
6.1.4. Pirosseniti	111
6.1.5. Basalti filoniani	111
6.1.6. Rocce sedimentarie	111
<b>6.2. Classificazione ed affinità geochimica</b>	112

<b><i>CAPITOLO 7: Composizione delle fasi minerali</i></b>	118
<b>7.1. Peridotiti serpentinizzate</b>	118
<b>7.2. Pirosseniti</b>	123
<b>7.3. Gabbri</b>	125
<b>7.4. Basalti filoniani e Pillow lavas</b>	130
<b>7.5. Concentrazione degli elementi in traccia nei minerali</b>	134
<b><i>CAPITOLO 8: Variabili intensive del sistema</i></b>	137
<b>8.1. Pressione</b>	137
8.1.1. Magmi	137
8.1.2. Peridotiti	138
<b>8.2. Temperatura</b>	138
8.2.1. Magmi	138
8.2.2. Peridotiti e clinopirosseniti	140
<b>8.3. Fugacità d'ossigeno</b>	141
<b><i>CAPITOLO 9: Petrochimica</i></b>	143
<b>9.1. Diagrammi di variazione</b>	143
9.1.1. Elementi maggiori	143
9.1.2. Elementi in traccia	147
<b>9.2. Pattern di distribuzione degli elementi in traccia</b>	152
9.2.1. Pattern delle REE	152
9.2.1. Pattern degli elementi in traccia	155
<b>9.2. Composizione isotopica delle rocce sedimentarie</b>	158
<b><i>TAVOLE FOTOGRAFICHE</i></b>	159
 <b><i><u>PARTE 4: Discussione ed interpretazione dei dati</u></i></b>	
<b><i>CAPITOLO 10: Discussione dei dati</i></b>	169
<b>10.1. Origine delle rocce sedimentarie</b>	169
<b>10.2. Origine delle rocce basaltiche e gabbroidi</b>	175
10.2.1. Considerazioni sull'affinità geochemica e tettono-magmatica	175
10.2.2. Genesi dei basalti a pillow	181
10.2.3. Genesi dei magmi parentali dei gabbri	183
<b>10.3. Origine delle clinopirosseniti</b>	184
<b>10.4. Origine delle peridotiti</b>	185

10.4.1. Considerazioni sulla petrografia e sui dati termo-barometrici	185
10.4.2. Considerazioni sulla geochimica delle rocce totali	185
10.4.3. Considerazioni sulla composizione dei minerali	189
10.4.4. Considerazioni sui pattern delle REE dei clinopirosseni	193
10.4.5. Le ofioliti del Pollino nel contesto geodinamico della Tetide Ligure	198
10.4.6. Evoluzione geodinamica del Settore Meridionale della Tetide Ligure	203

**PARTE 5: Il magmatismo di subduzione napoletano:  
nuovi dati sulle caratteristiche della componente sedimentaria**

<b>CAPITOLO 11: Indagini sulla componente arricchita del mantello</b>	<b>212</b>
11.1. Premessa	212
11.2. Breve inquadramento geologico dei vulcani napoletani	214
11.3. Descrizione dei litici mafici di Procida	220
11.4. Natura del mantello pre-arricchimento	224
11.5. Natura della componente sedimentaria	226
11.6. Modalità ed età di arricchimento del mantello nell'area napoletana	229

**PARTE 6: Bibliografia, appendice e ringraziamenti**

<b>BIBLIOGRAFIA</b>	<b>242</b>
<b>APPENDICE</b>	<b>308</b>
<b>RINGRAZIAMENTI</b>	<b>347</b>

## **EXTENDED ABSTRACT**

### **Introduction**

The Mediterranean area is one of the most complex geodynamic settings of the world (e.g., Carminati et al., 2012, and references therein) as clearly illustrated by the huge variety of igneous lithologies. On the basis of trace element concentrations, and isotopic compositions, the latter being extremely variable from typical mantle to typical crustal values, sectors characterized by either anorogenic (Lustrino and Wilson, 2007) or orogenic magmatism (Harangi et al., 2006; Lustrino et al., 2011) are usually distinguished in the Central-Western Mediterranean area, including Italy. Since the Cenozoic to the Present, the Central-Western Mediterranean area has been the site of intense but discrete magmatic activity. The products show a wide compositional range, from sub-alkaline (tholeiitic and calc-alkaline) to alkaline (sodic, potassic, and ultrapotassic) and from mafic/ultramafic to felsic (Peccerillo, 2005, and references therein). Many are the hypotheses about magmagenesis and geodynamic significance of these rocks (e.g., Peccerillo and Lustrino, 2005), but most of the Mediterranean orogenic magmatism might reasonably be the result of partial melting of mantle sources modified by slab materials during and/or after subduction event(s). For the Italian magmatism in particular, this hypothesis is supported by a considerable amount of studies that highlight its post-collisional character (e.g., Peccerillo, 1999; Beccaluva et al., 1991; Conticelli et al., 2002, 2004, 2007, 2009; D'Antonio et al., 1996, 1999a, 2007, 2013; Francalanci et al., 2004, 2007; Tonarini et al., 2004; Duggen et al., 2005; Harangi et al., 2006; Avanzinelli et al., 2008, 2009; Bianchini et al., 2008; Prélevic et al., 2008; Nikogosian and van Bergen, 2010; Lustrino et al., 2011). Furthermore, the Italian magmatism has been related to the subduction of the Ionian oceanic lithosphere, being part of the wider Tethys Ocean (Gvirtzman and Nur, 1999; Faccenna et al., 2007). The genesis of magmas in the “subduction factory” is very complex because of the large number of variable factors involved, such as the original chemical and mineralogical composition of mantle, presence of fluids and their nature, depth of the source, degree of partial melting, temperature and confining pressure (e.g., Class et al., 2000; Hanyu et al., 2006; Handley et al., 2007; Leslie et al., 2009; Vigoroux et al., 2012). Nevertheless, worldwide subduction-related mafic volcanic rocks have distinctive incompatible elements patterns, characterized by strong enrichment in LILE and Pb with respect to HFSE (noticeable is the Nb-Ta-Ti depletion), and REE. This depends on the interaction between pre-enrichment mantle wedge and enriching agents coming from the slab. The mantle wedge before the

enrichment is generally considered either MORB-like (e.g., Münker, 2000) or OIB-like (e.g., Peate et al., 1997). The exact nature can be inferred by investigating elements, such as some HFSE, not mobilized by any fluid phase during the subduction process. Concerning the nature of the enriching agents there are several hypotheses. Some authors consider the main role of hydrous fluids released during the dehydration of basaltic crust and pelagic sediments (e.g., Ryan et al., 1995; Bizimis et al., 2000; Dorendorf et al., 2000; Handley et al., 2007; Vigoroux et al., 2012); others invoke also the involvement of partial melting of sediments (e.g., Elliott et al., 1997; Turner et al., 1997; Elburg and Foden, 1998; Johnson and Plank, 1999; Class et al., 2000; Hanyu et al., 2006; Leslie et al., 2009). The isotopic and trace element characteristics of the basaltic and sedimentary cover in a subducting slab are generally different, though hardly quantifiable. The different mobility of some incompatible trace elements in slab-derived hydrous fluids and melts is typically used in geochemical modeling to distinguish between these two extreme cases (Brenan et al., 1995; Ayers, 1998; Johnson and Plank, 1999; Pearce et al., 1999; Becker et al., 2000; Walker et al., 2001; Hanyu et al., 2006; Handley et al., 2007; Leslie et al., 2009; Vigoroux et al., 2012). LILE are more easily mobilized from slab and transferred to the mantle if the metasomatizing agents are hydrous fluids. On the other hand, HFSE have a little mobility because of their low compatibility in hydrous fluids (Plank and Langmuir, 1998). Conversely, if the main enriching agents are melts, HFSE can be partly mobilized together with LILE. However, it is not always easy to determine which elements, and in which amounts are retained in the slab, and which transferred to the fluid phase (hydrous and/or melts) because this depends on the presence of residual mineral phases in the slab and the geothermal gradient. Anyway, if the behavior of trace elements is taken into account, it is possible to discriminate the different contributions provided by hydrous fluids and/or melts to the mantle enrichment. Current views of the enrichment of mantle beneath the Central-Western Mediterranean area involve either subduction-derived material (e.g., Peccerillo, 1999; Beccaluva et al., 1991; Conticelli et al., 2002, 2004, 2007, 2009; Francalanci et al., 2004, 2007; Tonarini et al., 2004; Duggen et al., 2005; Harangi et al., 2006; Avanzinelli et al., 2008, 2009; Bianchini et al., 2008; Prélevic et al., 2008; Nikogosian and van Bergen, 2010; Lustrino et al., 2011) or fluids metasomatizing a plume-type mantle source, calling for a within-plate geodynamic setting (Bell et al., 2013, and references therein). The latter hypothesis is simply ruled out on the basis of the major oxides content of the mafic volcanic rocks, that are typical of melts coming from restitic mantle sources, at variance with the typical fertile sources of plumes (as discussed, for instance, by

Conticelli et al., 2004). In the framework of the complex magmatism of Western Mediterranean, the volcanic area of Campania (Southern Italy) is one of the most interesting. This area has been the site of intense volcanism during Plio-Quaternary times. Over the past ~40 ka, volcanism has been localized mainly at the Mt. Somma-Vesuvius complex (SV) and the Phlegrean Volcanic District (PVD), that includes the Campi Flegrei caldera as well as the Ischia and Procida islands in the Gulf of Napoli (Orsi et al., 1996). The products of all these volcanoes show geochemical and isotopic features typical of subduction-related volcanic rocks.

The aim of this study is twofold. The first aim is to better identify the composition of the pre-enrichment mantle sector underlying the Neapolitan volcanic area, still poorly known due to the scarcity of suitable primitive mafic rocks; the second aim is to characterize the nature of the subduction-related components (fluids and/or melts from sediments and/or altered oceanic crust) that modified the pre-enriched mantle sector. In previous attempts to model the mantle enrichment for the PVD, average subducted slab material compositions from literature have been utilized (D'Antonio et al., 1999a, 2007, 2013; Tonarini et al., 2004; Piochi et al., 2004). For the purposes of the present work, the igneous rocks and associated sedimentary cover of the Mt. Pollino ophiolitic sequences, have been studied as possible contaminants that more realistically enriched the mantle source region of Campania during subduction. They represent ocean-derived terrains obducted on the western margin of the Adria continental micro-plate during the Apennine orogenesis (Vitale and Ciarcia, 2013, and references therein), and should be the best representative of the material that was subducted into the Western Mediterranean mantle during the closure of the Ligurian branch of Tethys (Bortolotti and Principi, 2005 and references therein). Abyssal peridotites and Alpine-type peridotite ophiolite massifs, together with mantle xenoliths associated with alkaline rocks, provide a good opportunity to investigate the physical state, chemical composition and mineralogy of the upper mantle. As a result of both alteration and metamorphism, ophiolite rocks commonly occur on Earth surface with chemical and mineralogical modifications. However, they have a wider distribution with respect to mantle xenoliths. Also, knowledge of ophiolites and modern oceanic lithosphere were fundamental for the development of a conceptual model of the oceanic crust. According to this model, the oceanic crust consists of a 4 to 6 km thick igneous crust (pillow basalts, sheeted dykes and gabbroic layer, from top downward) produced by melts formed by decompression melting of ascending



asthenospheric mantle, overlying a peridotite basement. Moreover, the igneous pile may be overlaid by a few hundred meters of pelagic/terrigenous sediments.

During the last thirty years, the study of peridotites from the Mediterranean Area has provided a wealth of information, constraining the composition and, partially, the evolution of the Mediterranean Lithospheric Mantle. In Italy, ophiolites occur in scattered outcrops located mainly in the Alps and Northern Apennine (Piccardo et al., 2009 and references therein). In Southern Apennine, ophiolite outcrops are very rare, occurring only in southern Basilicata and northern Calabria (Beccaluva et al., 1983; Spadea, 1994) and like as olistoliths in Miocene turbidites of Cilento Group at Monte Centauro (Di Girolamo et al., 1992) in Southern Campania. Ophiolites from the Alpine and Apennine orogenic terranes are believed to represent fragments of oceanic lithosphere of the Ligurian-Piedmontese (Ligurian Tethys) basin that formed during Late Jurassic between the Europe and Adria continental blocks, following extension driven by far field tectonic forces and that were obducted on continental crust during the closure of this ocean (Bortolotti and Principi, 2005). More information on the mineralogy and geochemistry of the Mediterranean upper mantle has been derived especially from the largely studied Northern Apennine ophiolite sequences. In the past decades, the Southern Apennine ophiolites have been largely studied (Lanzafame et al., 1978, 1979a, 1979b; Beccaluva et al., 1983; Di Girolamo et al., 1992; Spadea, 1994; Piluso et al., 2000; Liberi et al., 2006; Cristi Sansone et al., 2011) but no significant petrographic, geochemical and isotopic inferences on the upper mantle they represent have been reported. The use of Tethyan sediments as a contaminant for the mantle could better constrain the enrichment event(s) of the mantle sector underlying the PVD, allowing a more complete understanding of the complex geochemical and isotopic features of erupted magmas. To achieve this goal, new geochemical and Sr-Nd-isotopic data are presented on representative samples of the pillow-lavas and meta-sedimentary cover of the Timpa delle Murge Formation ophiolites, and of the Crete Nere Formation, in order to fully characterize the material subducted during the orogenesis. Using the acquired data a geochemical and isotopic model is proposed to highlight a possible link between the oceanic crust subducted during the Tethys closure and the geochemical features of the Plio-Quaternary subduction-related Neapolitan Volcanic Area, as these sedimentary and igneous rocks, or other similar, may have changed the composition of the upper mantle underlying a large region of the Mediterranean Area.

**PART 1: Petrological characterization of Mt. Pollino ophiolites****Geological setting**

In Italy, ophiolites occur in scattered outcrops located mainly in the Alps and Northern Apennine (Robertson, 2002; Bortolotti and Principi, 2005). In Southern Apennine, ophiolite outcrops are very rare, occurring only in Southern Campania, Basilicata and Northern Calabria (Beccaluva et al., 1983; Di Girolamo et al., 1992; Spadea, 1994; Tortorici et al., 2009; Vignaroli et al., 2009). Southern Apennine ophiolites are in many ways different from typical ophiolite sequences. In fact, the Alpine-Apennine ophiolites consist of a serpentinitized peridotite basement (direct exposure of mantle peridotites on the sea-floor) and a reduced crustal sequence characterized by lack of sheeted-dyke complexes, relatively small volumes of gabbros intruded in the peridotite basement, and a discontinuous basaltic and oceanic sediments cover. They are believed to represent fragments of Tethys oceanic crust that were obducted on continental crust during the closure of the Ligurian branch of Tethys ocean prior to 35 Ma ocean (Bortolotti and Principi, 2005; Liberi et al., 2006). Bonardi et al. (1988) ascribed these fragments to the Liguride Complex, a Cretaceous-Oligocene accretionary complex representing the highest structural element of the Apennine Chain, thrust over the Mesozoic carbonate units. In the Mt. Pollino area, the Liguride Complex covers the carbonate terrains of the Alburno-Cervati Unit, and includes three distinct tectonic units named Frido Unit, Episcopia-San Severino Mélange, and North Calabrian Unit. The Episcopia-San Severino Mélange includes dark green cataclastic serpentinite exposed in scattered outcrops, likely representing fragments of an upper mantle portion, associated with garnet gneisses and amphibolites (Spadea, 1982), recently attributed to old crust, both oceanic and continental (Frido Unit; Vitale et al., 2013). The North Calabrian Unit, divided into Timpa delle Murge Formation, Crete Nere Formation, and Saraceno Formation from base upwards, crops out widely on Timpa delle Murge Hill, along the boundary between Basilicata and Calabria, close to Mt. Pollino. In particular, the Timpa delle Murge formation is an ophiolite sequence including small gabbroid bodies, abundant and well-preserved pillow lavas, and a pelagic sedimentary cover. The latter is made up of silicified red-green shales affected by a pencil cleavage, containing several layers of quartz-arenites, followed by green-red radiolarites with nodular structures, with thin intercalations of calpionella marly limestones. Upwards, the succession continues with intercalated quartz-arenites and black shales that mark the transition to the Crete Nere Formation. The latter covers a large time span, from Late Cretaceous to Late

Eocene, although most deposition occurred in Middle Eocene (Bonardi et al., 1988b). The radiolarian cherts of the Timpa delle Murge Formation were paleontologically dated at ~160 Ma (Marcucci et al., 1987). In our opinion, this age can be confidentially considered to define the end of oceanic crust generation in that area. Given the marked temporal hiatus between the two formations, it is clear that the Timpa delle Murge ophiolites were tectonically embedded in the much younger Crete Nere Formation terranes, that crop out both below and over them. The ophiolite sequences of Basilicata and Calabria were affected by subduction-related HP/LT metamorphism, marking a burying episode followed by exhumation occurred during the Late Oligocene-Early Miocene Apennine orogenesis (Piluso et al., 2000; Liberi et al., 2006; Cristi Sansone et al., 2011). However, the Timpa delle Murge ophiolites suffered such metamorphism to a much lesser extent than all other ophiolite sequences in Southern Italy, attaining the green schist facies only, due to either ocean-floor metamorphism or accretionary wedge tectonic evolution (Cristi Sansone et al., 2011). Thus, the original geochemical and isotopic features of these rocks should be quite well preserved. However, despite the large wealth of studies, no petrographic, geochemical and isotopic data are available for the sedimentary terrains associated with these ophiolites.

### **Field and Laboratory activities**

Ninety samples of either mafic or ultramafic igneous rocks, and some sedimentary rocks of the ophiolitic sequence that crop out in a few Southern Lucanian localities (Episcopia, San Severino Lucano, Timpa Pietrasasso and Timpa delle Murge) have been collected. At the University of Napoli Federico II, the most representative samples were cut with a saw and crushed in a jaw crusher, and powders were produced in a low-blank agate mortar from clean chips first washed in distilled water. Major oxides and some trace elements (Sc, V, Cr, Ni, Rb, Sr, Ba, Y, Zr and Nb) were analyzed by X-ray fluorescence using a sequential X-ray spectrometer Philips PW2400 at the Centres Científics i Tecnològics de la Universitat de Barcelona (CCiTUB), Spain. The volatile content (LOI) was measured using standard thermogravimetric methods at the CCiTUB. Other trace elements including the Rare Earth Elements (REE) were analyzed by Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry (ICP-MS) using a Perkin Elmer Elan 6000 at the CCiTUB. Whole rock powders were dissolved with high-purity HF + HNO<sub>3</sub> + HClO<sub>4</sub> mixtures. Relative precision was generally better than 1–2% for major oxides and better than 5–10% for trace elements. Sr- and Nd-isotopic compositions of Mt. Pollino volcanic and sedimentary rocks were determined on whole rocks (~0.1 g). Whole rock powders were leached with warm HCl for 10

minutes and dissolved with high-purity HF + HNO<sub>3</sub> + HCl mixtures. Sr and Nd were separated using standard column chromatographic methods, using Dowex AG50W X-8 (200-400 mesh) and Ln Spec cation exchange resins for Sr and Nd, respectively. Sr- and Nd-isotopic ratios were measured by thermal ionization mass-spectrometry (TIMS) using a ThermoFinnigan Triton TI at the Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sezione di Napoli, Osservatorio Vesuviano. The internal precision of each measurement is expressed as  $\pm 2$  times the standard error (2se), where  $se = \sigma/\sqrt{n}$ . In the period of sample measurements, the NIST-SRM 987 standard gave a mean value of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710249$  ( $2\sigma = 1.47 \times 10^{-5}$ ;  $N = 67$ ), and the La Jolla standard gave a mean value of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511833$  ( $2\sigma = 7.65 \times 10^{-6}$ ;  $N = 21$ ). The Nd-isotopic ratios measured on the samples were normalized to the accepted values of the La Jolla standard ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51185$ ). The mineral compositions were obtained with a SEM-WDS Cameca SX100 microprobe at CCiTUB, equipped with four INCA X-act detectors, operating at a 15kV beam voltage, with a 50–100mA filament current, variable spot size and 50s net acquisition time. Precision and accuracy were controlled using an internal standard. Trace element contents in clinopyroxene and host glassy matrix were determined by laser ablation-inductively coupled plasma-sector field mass spectrometry (LA-ICPMS) at CNR–Istituto di Geoscienze e Georisorse (IGG, Pavia, Italy). The microprobe has a double-focusing sector field analyzer (Finnigan Mat, Element I) coupled with a Q-switched Nd:YAG laser source (Quantel Brilliant). The fundamental emission of the laser source (1,064 nm, in the near-IR region) was converted to 213 nm by three harmonic generators. Spot diameter varied in the range of 40–60  $\mu\text{m}$ . Precision and accuracy (both better than 10% for concentrations at ppm level) were assessed by means of repeated analyses of NIST SRM 612 and BCR-2g standards. The modal composition of gabbros was determined with an optical microscope, coupled with a Leica DFC-280 camera and software Leica QWin at University of Naples Federico II.

## **Results**

### **Ultramafic Rocks**

All peridotite samples contain large amount of serpentine and other phyllosilicates such as chlorite and pumpellyite. The mineralogical composition of residual primary paragenesis is very homogeneous, so that the original composition must have been peridotite for all samples. Three samples are characterized by millimeter-sized porphyroclasts of olivine and orthopyroxene, varying from anhedral to subhedral.

Both olivine and orthopyroxene show internal deformation (deformation lamellae along the slip planes, kink banding and wavy extinction). Clinopyroxene is present as small crystals or as exsolution lamellae in orthopyroxene. Spinels are typically anhedral. Rare is the presence of anhedral crystals of amphibole. The remaining samples show porphyroblastic textures with millimeter-sized porphyroclasts of brecciated olivine, and kink-banded and plastically deformed orthopyroxene. Olivine and orthopyroxene grains are commonly elongated. The elongated coarse grains (up to a few centimeters) give a well-developed foliation to the rock. Spinels occur as disseminated, completely anhedral or amoeboid interstitial grains and sometimes as inclusions in olivine. Clinopyroxene occur as intercumulus small crystals or as exsolution lamellae in orthopyroxene. Olivine is generally uniform in composition and its forsterite (Fo) content is variable in the ranges 90.1–90.6 in peridotites with amphibole, and 91.2–91.9 in peridotites without amphibole (Fig. 7.1). NiO wt% of olivine composition ranges between 0.22 and 0.42 in peridotites with amphibole, and between 0.42 and 0.69 in peridotites without amphibole, so there is a decrease in Fo and NiO values of the olivines from peridotites without amphibole to peridotites with amphibole (Fig. 7.2). The concentrations of Mn, Al, Ca and Ti are negligible. Orthopyroxene (Fig. 7.6) is generally enstatite in composition (En = 88–92 mol%), with Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents up to 1.2 wt% and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> variable in the range 1.5–2.8 wt.%. Clinopyroxenes are diopside in composition (Fig. 7.6) and show Mg# in the range 88–93, high Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content (1–3 wt.%), very high CaO contents (20–24 wt.%) and low TiO<sub>2</sub> (< 0.5 wt.%). REE contents of clinopyroxene (Fig 7.36) are about 10xChondrite in MREE and HREE region where the patterns are almost flat, while the LREE contents are considerably depleted, with a significant difference between peridotites with amphibole (La<sub>N</sub> = 1–4xChondrite) and peridotites without amphibole (La<sub>N</sub> = 0.05–0.5xChondrite). Spinel of peridotites (Fig. 7.9) is chromiferous (Cr# = 19–26 in peridotites with amphibole, and 42–59 in peridotites without amphibole) and aluminiferous (37–44 wt.%). TiO<sub>2</sub> contents of spinel are up to 0.11 wt%. The core of grains is usually not affected by alteration and has a low Fe<sup>3+</sup> content. Amphiboles are pargasite (Fig. 7.10) with Mg# = 87–90, FeO = 2.3–4.4 wt.%, TiO<sub>2</sub> = 3.4–3.9 wt.%, Na<sub>2</sub>O = 3.5–4.3 wt.%, and Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1.1–1.8 wt.%. Important evidence of post-partial melting processes are present in serpentinized peridotite rocks of Mt. Pollino. Clinopyroxene exsolution lamellae in orthopyroxene porphyroclasts are a clear effect of a low T sub-solidus re-equilibration (Parkinson and Pearce, 1998). Conversely, the presence of secondary minerals on the edge of larger porphyroclasts, and of interstitial minerals (predominantly clinopyroxene) showing magmatic textures, are interpreted

as evidence of melt-rock reaction (Suhr and Edwards, 2000) both in abyssal peridotites (Hellebrand et al., 2002) and in ophiolite massifs (Piccardo et al., 2007a). In addition, thermo-barometric estimates indicate that typical values are rarely preserved in mantle spinel facies ( $T = 1100\text{--}1200\text{ }^{\circ}\text{C}$  and  $P = 10\text{--}11\text{ kbar}$ ). The LOI values of the serpentinites vary in the range 9–12 wt.% with an average  $\text{MgO} > 41\text{ wt\%}$ , but with a visible gap between samples with and without amphibole (Fig. 10.21). The three samples with amphibole have the highest values of  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Sc}$  and  $\text{V}$ , but lower  $\text{Ni}$  and  $\text{Co}$  contents, while the other samples show lower contents of  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Sc}$ , and  $\text{V}$ , but higher  $\text{Ni}$  and  $\text{Co}$  contents. Excellent correlations were observed in major oxides and some trace elements plotted against  $\text{MgO}$ . Incompatible elements,  $\text{Al}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Si}$ ,  $\text{Sc}$ , and  $\text{V}$  show negative covariance with  $\text{MgO}$ . In contrast, the compatible elements  $\text{Ni}$  and  $\text{Co}$  show positive covariance with  $\text{MgO}$ . These trends, according to Parkinson and Pearce (1998) are related to increase of the partial melting degree. Compared with peridotites from modern oceanic settings (Fig. 10.26), most of the chromite grains in peridotites with amphibole plot within the field of abyssal peridotites (low  $\text{Cr\#}$  and high  $\text{Mg\#}$ ), whereas spinels of peridotites without amphibole fall in the field of fore-arc peridotites (high  $\text{Cr\#}$  and low  $\text{Mg\#}$ ). The inverse correlation between  $\text{Cr\#}$  and  $\text{Mg\#}$  of spinel-group minerals in the investigated rocks is consistent with increase in degree of partial melting. According to this trend, the studied serpentinites show a wide variation in degree of partial melting. Regarding the relationship between  $\text{Fo}$  content of olivine and  $\text{Cr\#}$  of spinel (Fig. 10.27), all rock types fall within the olivine-spinel mantle array (OSMA) of Arai (1994), which is regarded as evidence for their residual origin, thus confirming that the trend is related to partial melting (8% for peridotites with amphiboles and about 20% for peridotites without amphibole). However, the peridotites from Mt. Pollino fall at significantly lower  $\text{SiO}_2$  contents and at significantly higher  $\text{FeO}$  contents with respect to the corresponding  $\text{MgO}$  values on the refractory trends calculated by Niu (1997), indicating that a simple partial melting and melt extraction process cannot be responsible of these compositional features (Fig. 10.23). Indeed, the degree of partial melting based on the LREE concentrations of clinopyroxenes is much lower than that recorded by spinel (<3% for peridotites with amphibole; <6% for peridotites without amphiboles), and this is even lower than those recorded by HREE in clinopyroxenes (Fig. 10.27). On the basis of this geochemical evidence, the depleted spinel peridotites of Mt. Pollino have been interpreted as the result of a reactive melt/rock interaction with the percolating melt during open system migration in spinel-facies condition after melt extraction. Information on the composition of the percolating melts in depleted



spinel peridotites of Mt. Pollino have been obtained by the clinopyroxene trace element compositions. Most likely, re-equilibration of clinopyroxenes has occurred by interaction with alkaline liquids. Indeed, the La/Yb ratios of Mt. Pollino peridotites follow the trend of partial melting of a clinopyroxene in equilibrium with DMM-type mantle but, in contrast, the Ti/Eu ratios deviate from this trend, moving toward the compositions shown by clinopyroxenes of alkaline and carbonatitic melts. Summarizing, field, petrographic and compositional features of Mt. Pollino peridotites allow us to interpret these rocks as deriving from an internal portion of the Ligurian Tethys ocean basin, similarly to the ophiolites of the Northern Apennines and the Alps.

### Mafic rocks

Basalts from Mt. Pollino show a very fine-grained, porphyritic texture, with phenocrysts of plagioclase, often in aggregates and albitized, olivine, and rare pyroxene. In the groundmass, olivine, orthopyroxene and magnetite are recognizable in addition to plagioclase and clinopyroxene. On the basis of the mineral paragenesis they are tholeiitic basalts. Olivines (Fig. 7.26) show a fairly restricted range of composition ( $\text{Fo}_{77-79}$ ) and are characterized by low MnO ( $<0.15$  wt%) and CaO ( $<0.1$  wt%). Calculated distribution coefficients (Fig. 10.10) indicate that most olivines are not in equilibrium with host rock ( $\text{Fe/MgKd}^{\text{Ol-liq}} = 0.30-0.33$ ; Roeder and Emslie, 1970). Temperature values calculated using the Putirka (2008) geothermometer range from 1081 °C to 1254 °C. Clinopyroxene (Fig. 7.27) is augite ( $\text{Wo}_{35-41}\text{En}_{47-53}\text{Fs}_{9-16}$ ) with  $\text{Mg\#} = 71-84$ , and has low  $\text{TiO}_2$  content ( $<1$  wt%).  $\text{Al}_2\text{O}_3$  tends to increase with decreasing  $\text{Mg\#}$ . Calculated distribution coefficients (Fig. 10.11) for the majority of basaltic samples fall outside the range of clinopyroxene-host rock ( $\text{Fe/MgKd}^{\text{cpx-liq}} = 0.24-0.30$ ; Grove and Bryan, 1983). The compositional range of pigeonite is  $\text{Wo}_{6-12}\text{En}_{66-71}\text{Fs}_{19-25}$  with  $\text{Mg\#} = 19-40$ . Temperature values calculated using the Ishii (1975) geothermometer range from 1078 °C to 1156 °C. Plagioclase in the tholeiitic basalts (Fig. 7.31) is mainly labradorite ( $\text{An}_{83-47}$ ). It typically shows normal zoning. Only a few compositions are andesine ( $\text{An}_{44-33}$ ). Calculated distribution coefficients indicate that most plagioclase phenocrysts are in equilibrium with the host rock ( $\text{Ca/NaKd}^{\text{plag-melt}} = \text{XC}_{\text{aplag}} * \text{XNa}_{\text{aliq}}/\text{XNa}_{\text{aplag}} * \text{XC}_{\text{aliq}} = 0.80-1.85$ ; Kinzler and Grove, 1992). Plagioclase-liquid geothermometer (Thy et al., 2013) yields values close to 1200 °C. Ti-magnetite is the dominant spinel of the tholeiitic rocks (rare Cr-spinels have been found in the most Fo-rich olivines), and has  $\text{Al}_2\text{O}_3 <2$  wt%, and high ulvöspinel contents (91–58 mol%). Ilmenite has low MgO content (0.9–3.4 wt%). Calculated

equilibration temperatures and oxygen fugacity using the magnetite-ilmenite equilibrium pairs (using ILMAT Excel worksheet by Lepage, 2003) give temperatures and oxygen of 1335 to 650 °C and from -8.8 to -13.6 log units, respectively, and plot close to the synthetic quartz-fayalite-magnetite (QFM) buffer. The LOI values of the mafic rocks vary in the range 2-8%. On the basis of their CIPW norms, they are quartz and hypersthene tholeiites. The original chemical composition has been strongly affected by secondary processes, as the tholeiitic character typical of MORB is not more recognizable, and only the samples with LOI < 3% are “typical” MORB with low K<sub>2</sub>O (< 0.6wt.%) and low TiO<sub>2</sub> (< 2wt.%), with Mg# value variable in the range 50-65. The rocks with LOI values >4% are affected by chemical and mineralogical alteration processes. REE distribution patterns (Fig. 9.13) are flat with LREE slightly enriched compared with HREE. In the PM-normalized spiderdiagram (Fig. 9.19), the samples show a strong enrichment in Rb, Ba, K and, to a lesser extent Sr, due to chemical weathering. Conversely, REE and HFSE show a general pattern typical of MORB, with slight depletion in LREE, and flat HREE. The similarity between these rocks and MORB is confirmed by trace element contents and ratios. Indeed, in the triangular diagrams Zr-3Y-Ti/100 (Fig. 10.14; Pearce and Cann, 1973) and Zr/4-Y-2Nb (Meschede, 1986) the mafic rocks plot in the MORB field. One pillow lava sample has initial (to 160 Ma) <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512775 and <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.707329, quite different from the typical MORB values, due to chemical weathering. The basaltic pillow lavas of Mt. Pollino crystallized from evolved magmas as indicated by low MgO, Ni and Cr concentrations. The mineralogical assemblage and geochemical variations suggest that fractional crystallization of olivine, plagioclase and augite from more primitive magma compositions was responsible for the evolution of the basaltic rocks. Pillow lava basalts are characterized by high Zr/Nb (25–56), Zr/Hf (24–34) and low Ba/Nb (3.4–10.5) ratios. These values are well within the range of normal-MORB worldwide (Sun and McDonough, 1989; Gale et al., 2013). The depleted geochemical characteristics of these basalts are evident from contents of high field strength elements (Zr = 29–35 ppm and Nb = 0.6–1.2 ppm), typical of normal-MORB. The chemical composition of Mt. Pollino pillow lavas is consistent with magmas generated by varying degrees of non-modal fractional partial melting (totaling not more than 15%) of a four phases MORB-type asthenospheric spinel-facies mantle (Fig. 10.18).

Gabbros have a typical ophitic texture with large phenocrysts of olivine and plagioclase. In all samples plagioclase is rarely preserved. The observed crystallization order is olivine, spinel, plagioclase, pyroxene, and it is typical of MORB (olivine tholeiite basalts). Olivine shows a restricted range of composition (Fig. 7.16) from Fo<sub>81</sub>



to Fo<sub>66</sub>. MnO ranges from 0.3 to 0.6 wt.% and tends to increase at decreasing MgO. NiO is variable and ranges from 0.11 to 0.25 wt.%. CaO and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> are negligible. Clinopyroxene (Fig. 7.17) is both augite (Mg# = 76-87) and diopside (Mg# = 84-93) in composition. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varies from 2.2 to 9.6 wt.% in diopsides and from 2.2 to 6.4 wt.% in augites and is positively correlated with Mg#, whereas TiO<sub>2</sub> shows a negative correlation with Mg# (Fig. 7.19). Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents range from 1.6 to 0.5 wt.% in diopsides and from 0.9 to 0.3 in augites. The relatively low Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents of the augites indicate a low-pressure environment of crystallization. Clinopyroxenes show slight LREE depletion (La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub>=0.16-0.22). They have convex upward chondrite-normalized REE patterns (Fig. 7.34) with a slight negative slope from the MREE to the HREE. Small negative Eu anomalies are noted in some clinopyroxenes (Eu/Eu\*=0.6-0.9). The chondrite-normalized incompatible trace element patterns of the clinopyroxenes show that Ba, Nb, Ta, Pb, Zr and Hf are depleted relative to the REE. Th and U are variably enriched relative to Ba, Nb, Ta and Pb. Plagioclase in the gabbros (Fig. 7.23) ranges from bytownite to labradorite (An = 88-50 mol.%). Compositional zoning is generally normal. FeOt content ranges from 0.1 to 0.2 wt.%. Plagioclase is enriched in the LREE (La<sub>N</sub>/Lu<sub>N</sub>=62-67) and shows marked positive Eu anomalies (Eu/Eu\*=18.3-34.4). HREE concentrations are low (below those of chondrite). Sr concentrations range from 495 to 610 ppm. Chromium-rich spinel has high Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (42-45 wt.%) and FeO (32-36 wt.%) contents. The TiO<sub>2</sub> contents range from 1.4 to 1.7 wt.%. MnO rarely exceeds 0.5 wt.%. Cr# (where Cr# = Cr/(Cr + Al)\*100) ranges from 68 to 73. Ti-magnetites have low Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (< 0.5 wt.%) and variable ulvöspinel contents (37-79 mol.%). Gabbros have MgO = 4.8-6.5 wt.%, TiO<sub>2</sub> = 0.36-0.54 wt.%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> < 17.5-19 wt.%, CaO = 12.9-14.5 wt.%, and high Ni (about 900 ppm) and Cr (about 1000 ppm). They have generally low concentrations of incompatible trace elements (Rb = 3-5 ppm; Zr = 15-25 ppm; Y = 10-13 ppm). Their high LOI values (3-4 wt.%) reflect alteration of the primary minerals (plagioclase altered to albite) and could have affected concentrations of mobile elements such as K, Rb, Ba and Sr. Gabbros have low REE contents (around 2-10 times chondritic values) and the REE patterns show moderate HREE enrichment (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> ~ 0.8) and positive europium anomalies (Fig. 9.12). The high Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Sr and Eu concentrations reflect the high (>60 vol.%) modal plagioclase content. Calculated distribution coefficients for olivines ( $^{Fe/Mg}Kd^{Ol-liq} = 0.30-0.33$ ; Roeder and Emslie, 1970; Fig. 10.10) and clinopyroxes ( $^{Fe/Mg}Kd^{cpx-liq} = 0.24-0.30$ ; Grove and Bryan, 1983; Fig. 10.11) indicate that some mafic minerals are not in equilibrium with the host rock. The trace element concentrations of clinopyroxenes of gabbros have been used to calculate the trace

element composition of the parental liquid. The equilibrium liquids calculated from clinopyroxene compositions are moderately HREE enriched and LREE depleted (Fig. 10.19;  $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 8.8\text{--}0.9$ ). Their Nb, Ti and Sr contents are low and produce negative anomalies in the incompatible trace element patterns, and can be the result of removal of Fe-Ti oxides and plagioclase. The trace element concentrations of the parental liquids closely match those of magmas produced by 5% partial melting of DMM spinel-facies mantle.

#### Sedimentary rocks

In the  $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  vs.  $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$  diagram (Fig. 6.6), the meta-pelites from the Timpa delle Murge Formation and two more from the Crete Nere Formation are classified as shales, whereas the other two meta-pelites from the Crete Nere Formation are in the wacke field. All meta-pelites are characterized by a very fine grain size, and in some a very fine lamination is present. They all consist mainly of a red-green clay and mica matrix with rare and scattered grains of quartz and K-feldspar. The Primordial Mantle (PM)-normalized trace element distributions of shales and wackes are very similar to the GLOSS (Global Subduction Sediment; Plank and Langmuir, 1998) values, with the exception of Rb and K, which are more enriched, whereas Sr and Ba are significantly depleted (Fig. 9.22). The Timpa delle Murge limestone shows a PM-normalized trace element distribution distinct from those of meta-pelites, with LILE generally more abundant than HFSE (Fig. 9.22). Relevant are the positive spikes of Ba and Pb, and negative of Nb, Zr, Hf and Ti. The initial isotopic composition of Timpa delle Murge shales, recalculated to the age of overlying radiolarian cherts (160 Ma), is characterized by low  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0.512044–0.512006) and high  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.740696–0.740005) ratios. The initial isotopic composition of Crete Nere meta-pelites, recalculated to an age averaging the main deposition interval of the formation (50 Ma), is characterized by low  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0.511983–0.512010) and high and very variable  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.715754–0.753295) ratios.

### **PART 2: Subduction-related enrichment of the Neapolitan volcanoes mantle source: new constraints on the characteristics of the slab-derived components.**

Concerning the Neapolitan volcanic area, previous investigations on the nature of both pre-enrichment mantle and subduction-derived components (D'Antonio et al., 1999a, 2007, 2013; Paone, 2004, 2006; Piochi et al., 2004; Tonarini et al., 2004) have not taken into account all possible geological, petrological, geochemical and isotopic constraints. In order to shed light on the nature of the pre-enrichment mantle, the most mafic

rocks of the Neapolitan volcanic area have been selected. The Quaternary magmatic rocks of Procida include high-Mg, K-basaltic lithic lava fragments, dispersed in hydromagmatic tuff of the Solchiaro eruption, that have geochemical features typical of near-primary magmas (D'Antonio and Di Girolamo, 1994; D'Antonio et al., 1996, 1999a, 2007; De Astis et al., 2004). Thus, they provide one of the few opportunities to investigate the mantle source of magmas on the basis of their trace element concentrations and isotopic composition. In particular, having the lowest  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , and the highest  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $\delta^{11}\text{B}$  values among the Italian Plio-Quaternary volcanics, these rocks represent magmas unaffected by open-system evolution processes, such as continental crust assimilation and concomitant fractional crystallization (AFC), very common at the Neapolitan volcanoes (e.g., Tonarini et al., 2004, 2009; D'Antonio et al., 2007; Di Renzo et al., 2007, 2011; Arienzo et al., 2009; Tomlinson et al., 2012), that could mask the source signature. Furthermore, no rocks with such primitive composition are known for the SV, where only some olivine-hosted melt inclusions (MIs) approach the composition of a primary magma (Schiano et al., 2004).

### **Nature of the pre-enrichment mantle wedge**

The nature of the pre-enrichment mantle source in Central-Southern Italy, including the Southern Tyrrhenian basin, is strongly debated. On the basis of isotopic and geochemical features of mafic volcanic rocks, some authors have proposed an OIB-like mantle (e.g., Ellam et al., 1989; Peccerillo and Panza, 1999; Peccerillo et al., 2008), others a MORB-like mantle (e.g., Serri, 1990; D'Antonio et al., 1999a; Conticelli et al., 2004; Schiano et al., 2004; Paone, 2006; Francalanci et al., 2007), or a MORB-OIB mixture (Beccaluva et al., 1991; Gasperini et al., 2002; De Astis et al., 2006). In all the cases, it is postulated that the original mantle has been modified by subduction-derived components. In our attempt to identify the nature of the pre-enrichment mantle source of the Neapolitan volcanic area, the composition of the mafic rocks of Procida will be compared to the average composition of MORB, both N- and E-type (Gale et al., 2013) and Canary Islands OIB (Lustrino and Wilson, 2007). The latter authors claim that the Canary Islands OIB can most likely represent the mantle of the Western Mediterranean area before the Alpine-Appennine orogenesis. The K-basalts of Procida show REE patterns similar to those of Canary Islands OIB, although with lower LREE and MREE contents; furthermore, their HREE trends are comparable to those of Canary Islands OIB, although flatter (Fig. 11.8b). Compared to MORB, the Procida mafic rocks are quite similar to the average E-type in terms of LREE and MREE,

whereas HREE contents are significantly lower. Conversely, these REE patterns are distinct from that of the average N-MORB, that they cross with a quite regular, steep slope (Fig. 11.8b). In the PM-normalized spiderdiagrams (Fig. 11.8a), LILE, Th and U of Procida mafic rocks are in the range of typical Canary Islands OIB, although more enriched with respect to those of typical N- and E-MORB. Among HFSE, Nb, Ta, Zr, Hf and Ti are depleted with respect to those of Canary Islands OIB, and are comparable to those of a typical E-MORB except Ti, which is lower. Notably, Pb is much more enriched in Procida K-basalts than any MORB and Canary Islands OIB. Again, their LREE and MREE are less abundant than those of Canary Islands OIB, and more similar to those of E-MORB. Overall, the trace elements distribution pattern of the Procida mafic rocks shows the typical features of subduction-related magmas. In order to infer the composition of the PVD mantle wedge before the enrichment, let us consider those HFSE that, according to experimental data, are immobile in hydrous fluids and melts, and therefore, should best represent the original source. According to Johnson and Plank (1999), Ti, Gd, Nb, Ta, Y and Yb satisfy this requirement. When considering relevant ratios of the latter HFSE, the Procida K-basalts have the following values (Fig. 11.10): Nb/Ta is  $\sim 15$ , the same as that of MORB (Hofmann, 1988; Sun and McDonough, 1989; Salters and Strake, 2004; Gale et al., 2013); Nb/Yb is  $\sim 6.5$ , the same as that of E-MORB, and distinct from that of N-MORB (7 vs. 1.5; Gale et al., 2013); Nb/Y is 0.5 – 0.6, close to that of E-MORB ( $\sim 0.64$ ; Gale et al., 2013); Y/Yb is  $\sim 11.5$ , very similar to that of MORB ( $\sim 11$ ; Hofmann, 1988; Sun and McDonough, 1989; Salters and Strake, 2004; Gale et al., 2013); Zr/Hf is  $\sim 43$ , very similar to that of E-MORB ( $\sim 43.4$ ; Gale et al., 2013). Only the Ti/Gd ratio of Procida mafic rocks is slightly lower than that of MORB ( $\sim 1600$  vs. 1800 – 2000; Salters and Strake, 2004; Gale et al., 2013). On the other hand, the Nb/Y and Nb/Yb of the Procida mafic rocks are very far from those of Canary Island OIB. Thus, the HFSE ratios would seem to suggest an E-MORB-like pre-enrichment mantle source (EMM) for the Procida mafic magmas (see also D'Antonio et al., 1999a) and, by inference, for the PVD and the entire Neapolitan volcanic area. Conversely, the Oligo-Miocene calc-alkaline mafic rocks of Sardinia (Franciosi et al., 2003) are very close to the average composition of N-MORB. The rocks of the Somma-Vesuvius complex plot middle-way between the Procida K-basalts and the Canary Islands OIB. As a matter of fact, no SV mafic volcanic rocks is really representative of a primitive magma, because they are strongly porphyritic (15 – 65 vol%; Piochi et al., 2006; Di Renzo et al., 2007). Moreover, at SV open-system magma evolution processes are very common, as suggested by trace elements and isotope relationships (e.g., Di Renzo et al., 2007, and

references therein), and this casts serious doubts on any interpretation of the meaning of trace element ratios. However, a few MgO-rich MIs hosted in SV olivines have Nb/Yb  $\sim 9$  (Schiano et al., 2004), thus in the range of PVD mafic rocks, suggesting substantially similar sources.

### **Nature of the subduction-derived components**

In order to obtain information on the subduction-derived components that enriched the PVD mantle wedge, trace elements not significantly fractionated during melting of a typical MORB mantle (Workman and Hart, 2005) have been considered, because their ratios in the melt are similar to those in the source material. Evaluating the possible contributions from subducted sediments first, they can be both a partial melt and a hydrous fluid from a sedimentary rock similar to those of Mt. Pollino. According to Class et al. (2000), Th and Nd are excellent indicators of the type of sedimentary component because they are not mobilized by hydrous fluid, whereas Th is more incompatible than Nd during melting of pelagic sediments (Johnson and Plank, 1999). In the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs. Th/Nd diagram (Fig. 11.11a), the mafic rocks of Procida show a Th/Nd ratio which could be explained with a binary mixing between EMM and a sediment-derived component, either melt or hydrous fluid. However, the lower  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  values of Procida K-basalts relative to EMM are better explained through metasomatism by sediment melts, because hydrous fluids are poor in Nd and cannot significantly change the isotopic signature of the source. A key control factor for the geochemical composition of melts from sediments is the presence of one or more residual mineral phases. The composition of the Procida mafic rocks is compatible with the presence of residual garnet during melting of subducted sediments. This has been proposed by Avanzinelli et al. (2008) and Conticelli et al. (2009) based on the high Th concentration, Th/U ratios and LREE/HREE ratios, features typical of circum-Tyrrhenian potassic and ultrapotassic rocks, including those of the Neapolitan volcanic area. As highlighted by experimental studies (e.g., Kerrick and Connolly, 2001), garnet stabilizes during subduction of alumina- (i.e., pelitic) and carbonate-rich oceanic sediments. For low degrees of partial melting of such sediments, garnet retains HREE in the slab, producing a melt relatively enriched in LREE: this might explain well the overall REE pattern of Procida K-basalts. According to Johnson and Plank (1999), Th, Yb and La are immobile in hydrous fluids; however, during melting of a sediment in equilibrium with residual garnet, Th is mobilized ( $D_{\text{sediment-melt}} = 0.7$ ) while La and Yb are retained. In this process, Yb ( $D_{\text{sediment-melt}} = 4.3$ ) is retained much more than La ( $D_{\text{sediment-melt}} = 1.8$ ), and this can explain the low Yb/Th

(~0.6) and high La/Th (~8) ratios of Procida mafic rocks compared to the most primitive calc-alkaline Sardinia basalts ( $\text{Yb/Th} = 1.2 - 2.7$ ;  $\text{La/Th} = 4.4 - 7.8$ ) considered as the partial melting product of a mantle source enriched by hydrous fluids only (Franciosi et al., 2003). As a matter of fact, a small contribution from aqueous fluids cannot be ruled out for the Procida K-basalts, taking into account their  $\delta^{11}\text{B}$  data and overall compositional similarity with some Aeolian Arc rocks, whose isotopic compositions is attributed to both sediment melts and aqueous fluids in the mantle source (Tonarini et al., 2001, 2004; D'Antonio et al., 2007; Francalanci et al., 2007, and references therein). However, it must be pointed out that the enrichment by melts from pelagic sediments cannot explain all trace element contents, in particular those of Sr and Ba, both enriched in the Procida mafic rocks relative to E-MORB. Moreover, their Ba/Th ratios are much higher than those obtained for both sediment melt and hydrous fluids (Fig. 11.11c). This suggests a contribution from a third enriching component to the source. This can be provided by limestone, which has high concentrations of Ba and Sr, being poor in other elements such as Th, U and REE (Plank and Langmuir, 1998). As pointed out by Avanzinelli et al. (2009), moving from Northwest to Southeast along the Italian peninsula, the negative Sr anomaly in the spiderdiagrams of mafic rocks progressively disappears, and this suggests an increase in the subducted carbonate component. Experimental studies suggest that partial melting of marls can produce highly reactive, potassic/ultrapotassic melts that can act as a key enriching agent of the mantle wedge (Thomsen and Schmidt, 2008; Grassi et al., 2012). The altered basalt (and gabbro) of the oceanic crust should also be considered as a further slab-derived component. During subduction, the altered MORB experiences dehydration and burial metamorphism, releasing hydrous fluids and possibly melts. At large depth, the rock becomes an eclogite, with stabilization of garnet (e.g., Kessel et al., 2005; Klimm et al., 2008). The analyzed Mt. Pollino pillow lava sample has been used as representative of altered oceanic crust. A small contribution from fluids derived from such a component could explain the Th/Nd and Ba/Th ratios of Procida mafic rocks. Conversely, their low Yb/Th (~0.65) cannot result from binary mixing between EMM ( $\text{Yb/Th} \sim 24$ ) and fluids from altered MORB ( $\text{Yb/Th} \sim 4$ ). For this reason, if there has been any contribution related to the oceanic crust, this had little influence compared to the contribution deriving from the sediments.



**Mantle enrichment, timing of mantle enrichment, and genesis of magmas in the Neapolitan volcanic area**

In order to model how, and in which amount, the mantle source was enriched by subduction slab-derived components to generate the magmas that feed the Neapolitan volcanoes, the incompatible trace element contents and Sr-Nd isotopic compositions must be considered all together. All constraints presented in the previous discussion have been taken into account. The pre-enrichment mantle has been hypothesized to be EMM-type, and such a source has been assumed as starting material. The composition of one shale sample, and that of the limestone sample from the Timpa delle Murge Formation have been considered as representative of the sedimentary material that covered the Tethys oceanic crust; the latter can be represented by the pillow lava sample. During the subduction event, both melt and fluids derived from all these variable materials might have caused the enrichment of the mantle wedge, while leaving garnet as a residual phase within the slab. The geochemical modeling includes the following steps: i) addition of variable amounts of fluid from shale (FS), melt from shale (MS), melt from limestone (ML), and fluid from altered MORB (FAM) to the EMM source; ii) non-modal fractional partial melting of the enriched source; iii) comparison between the composition of calculated partial melts with the K-basalts of Procida, representative of the PVD, and olivine (Fo<sub>90</sub>)-hosted mafic MIs, representative of SV (Schiano et al., 2004). The calculated mantle sources, and partial melts that match better than any others the PVD and SV mafic rocks are illustrated through PM-normalized spiderdiagrams named Model 1, Model 2 and Model 3 (Fig. 11.12). Model 1 is the result of 1% melt from shale + 1% fluid from shale added to 98% of the EMM source. Model 2 is the result of 1% fluid from altered MORB + 2% fluid from shale added to 97% of the same EMM source. Model 3 is the result of 0.5% melt from limestone, 1.5% melt from shale, and 0.3% fluid from shale added to 97.7% of the same EMM source. Thus, each model is based on a diverse combination of the possible slab-derived components; other combinations are possible, of course, but the modeled sources would generate too strange melts in the following steps of the modeling. As an effect of addition of slab-derived components during the enrichment event, each of the resulting three mantle sources should have changed to an amphibole-bearing spinel-peridotite (Ol<sub>58</sub>Opx<sub>27</sub>Cpx<sub>10</sub>Sp<sub>3</sub>Amph<sub>2</sub>). The latter, according to experimental petrology constraints, is the best candidate to generate mildly potassic arc magmas (e.g., Wendlandt and Eggler, 1980a; Foley, 1992; Melzer and Foley, 2000; Conceição and Green, 2004). Then, each enriched source has been put through 2.5% non-modal,

fractional partial melting to generate a primary magma. The calculated amounts of minerals participating to the melt are 0% olivine, 6% orthopyroxene, 12% clinopyroxene, 37% spinel and 45% amphibole. The spiderdiagram of the melts resulting from the three calculations, and particularly that of Model 3, are very similar to the primitive mafic rocks of Procida, and hence PVD. However, these primary melts do not match at all the SV mafic MIs. The higher content of K and related elements of SV with respect to PVD rocks might require a different source mineralogy, and/or a different partial melting degree, despite the proximity between the two volcanic complexes (Peccerillo, 2005 and references therein). For this reason, the genesis of SV primary magmas has been modeled starting from the same modified mantle sources as those used for PVD, but assuming a phlogopite-bearing spinel peridotite ( $\text{Ol}_{57}\text{Opx}_{18}\text{Cpx}_{15}\text{Sp}_8\text{Phl}_2$ ), the best candidate to generate potassic arc magmas (e.g., Wendlandt and Eggler, 1980b; Foley, 1992; Melzer and Foley, 2000; Conceição and Green, 2004). This source has been molten through 1% non-modal, fractional partial melting, with the following amounts of minerals participating to the melt: 0% olivine, 12% orthopyroxene, 17% clinopyroxene, 23% spinel and 48% phlogopite. The calculated primary melts are quite similar to the SV mafic MIs, with some difference among the three models. The spiderdiagram of Model 3, that matches better the SV mafic MIs, shows a lower enrichment of Th and U. A key test for the validity of the modeled mantle enrichment processes would be represented by a good match between the Sr- and Nd-isotopic compositions of the most mafic rocks from Procida (PVD) and SV, and those of the calculated sources and primary melts. In order to model the isotopic contamination of the source, all the following constraints must be taken into account: i) the hypothetical Rb, Sr, Sm and Nd contents, and Sr-Nd isotopic composition of EMM (Workman and Hart, 2005); ii) the results of the geochemical models, and in particular the Rb, Sr, Sm and Nd content of each slab-derived enriching agent, for each of the three sources modeled; iii) the Sr-Nd isotopic composition of each enriching agent: that of sample MD07-01 has been used for the shale (both melt and fluid), that of sample MD07-04 for the fluid from altered oceanic crust, whereas Sr- and Nd-values reported in the literature for another Italian limestone (Conticelli et al., 2007) have been adopted for the Timpa delle Murge limestone. The Sr-Nd-isotopic composition of the enriched source(s) would be given by the weighted sum of the contribution of the pre-enrichment mantle and those of the assumed enriching agents, taking into account the relative Sr and Nd contents of each. Another important constraint is given by time. Two scenarios are possible. If the enrichment of the source were occurred recently, namely within say 1 Ma ago, the present-day isotopic



composition of the enriching agents would directly affect that of the source and of its partial melts (scenario 1). On the other hand, if the enrichment were occurred several tens of million years in the past, then the source would have been modified by enriching agents with a Sr-Nd isotopic composition different from that measured today, that must be re-calculated back to the time of enrichment (scenario 2). Furthermore, if such source enriched in the past underwent partial melting in recent times, the time evolution of its Sr-Nd isotopic composition should be considered, due to radioactive decay of  $^{87}\text{Rb}$  and  $^{147}\text{Sm}$ , in order to infer that of the partial melts. These scenarios have been considered in order to carry out calculations of the Sr-Nd isotopic composition of the enriched sources, and thus primary magmas. The scenario 1 results in an enriched source (that of Model 1) that would have  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  too high, and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  too low (0.70545 and 0.51265, respectively, relative to the measured values of 0.7051 and 0.5127 of the Procida K-basalts. The enriched source of Model 3 would have  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  slightly lower (0.70526) and the same  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , whereas the enriched source of Model 2 would have  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  much higher (0.70718). These results suggest that the enrichment event of the mantle source might have occurred in the past (scenario 2). Thus, variable calculations have been carried out for the sources 1, 2 and 3 (obtained from Models 1, 2 and 3), in order to obtain the enrichment time in the past such that each source would have had a Sr-Nd isotopic composition that, after evolution through time, would match that of partial melts generated in recent times, to be compared to the present-day  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  of Procida K-basalts. A very good match has been obtained for Source 1 and Source 3, for an enrichment event occurred 45 Ma ago. This age is compatible with the hypothesis that the subduction of Tethys ocean beneath the continental margin of the Corsica-Sardinia-Calabria block may have initiated during the Eocene (Lustrino et al., 2009; Shimabukuro et al., 2012). Since then, that enriched source (or other sources enriched in a similar manner) has generated subduction-related magmas spatially displaced in a large portion of Central-Western Mediterranean area: the Oligo-Miocene calc-alkaline magmas of Sardinia (32-12 Ma); the calc-alkaline and K-alkaline magmas of Tyrrhenian Seamounts (Cornacya, Anchise, Marsili; 12 – <0.1 Ma); the calc-alkaline and K-alkaline magmas of Pontine islands and Campania Plain (4.2 – 0.13 Ma); the K-alkaline magmas of Neapolitan volcanic area (0.4 Ma – Present). Of course, it cannot be ruled out that more the one events might have occurred through time, with enriching agents of variable geochemical and isotopic composition. It is worth noting that, despite a large number of geochemical and isotopic data suggest that the main evolutionary process of Somma-Vesuvius magmas is fractional crystallization (e.g., Civetta et al., 1991; Cioni

et al., 1995; Ayuso et al., 1998; Santacroce et al., 2007), open-system processes such as magma mixing and/or contamination at mid-lower crustal depth might have played a significant role (Civetta et al., 2004; Di Renzo et al., 2007). The latter process may justify the Sr-Nd isotopic composition of SV rocks, different from that of Procida mafic rocks. In order to model crustal contamination of SV magmas, the EC-AFC (energy constrained assimilation and fractional crystallization) model of Spera and Bohrsen (2001), based on the energy and mass balance between assimilant and magma, has been employed. A good candidate for the assimilant could have been granulite-facies meta-igneous rocks (granodioritic, tonalitic and gabbroic) exposed in Southern Calabria, that are representative of the intermediate-lower crust remaining after the Hercynian Orogeny and exhumed during the Alpine Orogeny (Caggianelli et al., 1991; Rottura et al., 1991). Those rocks have been supposed to compose the crustal basement underneath the Campania region, although there is no geological evidence for that, and used as an assimilant in crustal contamination modeling (Pappalardo et al., 2002; Paone, 2006; Di Renzo et al., 2007; D'Antonio et al., 2007, 2013). Alternatively, the crystalline basement may be similar to the African continental crust (e.g., Davidson and Wilson, 1989). EC-AFC modeling using these two types of continental crust have been carried out. The Sr-Nd isotopic composition of the present-day modeled enriched sources of Model 1 and Model 3 have been assumed as that of the starting magma. The temperature of magma and the enthalpy were calculated using MELTS (<http://melts.ofm-research.org>), starting from the chemical composition of MIs reported in Schiano et al. (2004), while the temperature of the assimilant (670 °C) was assumed according to Wyllie (1977). The bulk partition coefficients for Sr and Nd in the primary SV magma were calculated for the transition shoshonite-latitude, according to the mineral phenocrysts and their abundance in the MELTS mass balance calculation. EC-AFC modeling shows that the difference in Sr-Nd-isotopic composition between the modeled source and the most mafic rocks of SV can be explained by the assimilation of about 1.4% of Calabrian continental crust or, alternatively, 1.7% of African continental crust. The latter modeling, however, does not match well the SV Nd-isotopes (Fig. 11.13).

### **PART 3: Conclusions**

The Neapolitan volcanic area (Southern Italy), that includes the Phlegrean Volcanic District and the Somma-Vesuvius complex, has been the site of an intense Plio-Quaternary magmatic activity, producing volcanic rocks showing a subduction-related geochemical and isotopic signature. The high-Mg, K-basaltic lithic lava fragments

dispersed in hydromagmatic tuff of the Solchiaro eruption (22 ka, Procida Island) are the least evolved volcanic rocks of the Neapolitan volcanic area and provide constraints on the nature and role of both pre-enrichment mantle and subduction-related components. Their average values of HFSE ratios such as Nb/Yb, Nb/Y, and Zr/Hf, relative to typical EMM and Canary Islands OIB, would seem to indicate an EMM-like, spinel peridotite pre-enrichment source for the Procida and, perhaps Somma-Vesuvius, mafic magmas. In order to constrain the characteristics of subduction-slab derived components added to this mantle sector, new geochemical and Sr-Nd-isotopic data have been acquired on meta-sediments and pillow lavas from Timpa delle Murge ophiolites, representing fragments of Tethyan oceanic crust obducted during the Apennine orogenesis, and that may be similar to sediments subducted during the closure of Tethys ocean. Based on trace elements compositions (e.g., Th/Nd, Yb/Th, Ba/Th) the addition of three distinct subduction components to the mantle wedge can be hypothesized: partial melts from shales, aqueous fluids from shales, and partial melts from limestone. Moreover, trace elements and Sr-Nd-isotopic ratios suggest a greater role for melts from pelitic sediments, relative to melts from limestones and aqueous fluids, whereas seem to rule out a significant role for altered oceanic crust. Some trace element characteristics, such as the relatively low HREE contents point to residual garnet during partial melting in the slab. Modeling based on variations of trace elements and isotopic ratios indicates that the pre-subduction mantle source of the Phlegrean Volcanic District and Somma-Vesuvius was enriched by 2-3% of subduction slab-derived components, in agreement with previous modeling based on Sr-O isotopes for Ischia island (D'Antonio et al., 2013). The enrichment event might have stabilized amphibole and/or phlogopite in the mantle source. The partial melting degree of this enriched source (amphibole-bearing spinel peridotite) should have been 2.5% to generate the Procida primary magmas. Modeling based on trace element contents, and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  values constrains the age of the enrichment event to about 45 Ma ago, confirming that the Plio-Quaternary magmatism of the Neapolitan area is post-collisional. This suggests that the origin of the subduction-derived enriching agents can be related to the closure of Tethys, which remnants are represented by the Calabria-Lucanian ophiolites, such as that of Timpa delle Murge Formation. A model of partial melting of a source with the same chemical composition as that inferred for the PVD, but with different mineralogy (phlogopite-bearing spinel peridotite) reproduces the same trace elements distribution pattern of the olivine-hosted shoshonitic melt inclusions from the 1906 AD lava flow of Somma-Vesuvius under 1% partial melting degree. Primitive melts from this enriched mantle

were subsequently modified by both FC and AFC processes at mid-lower crust depth, with assimilation of 1.4% of continental crust of composition likely similar to the Hercynian meta-igneous rocks of Calabria.

# PARTE 1

## Introduzione ed inquadramento del Mediterraneo

## 1. INTRODUZIONE

L'area Mediterranea, inclusa la penisola Italiana, è uno degli ambienti geodinamici più complessi al mondo. Questa complessità è chiaramente testimoniata, tra gli altri aspetti geologici, dall'enorme varietà di litologie ignee affioranti lungo tutto l'arco peninsulare e nelle isole maggiori dell'Italia e dalla presenza di edifici vulcanici sottomarini. Durante il Cenozoico, in particolare durante gli ultimi 30Ma, l'area tirrenica è stata caratterizzata da un'intensa attività magmatica, con un'acme di attività tra 5Ma e l'attuale, periodo in cui si concentra la messa in posto di circa l'80% dei prodotti ignei affioranti in Italia. I prodotti di questa attività magmatica, sia effusivi sia intrusivi, mostrano un ampio range composizionale, da subalcalino (calcalcalino e tholeitico) ad alcalino (sodico, potassico ed ultrapotassico), da sottosaturo a sovrassaturo (*Peccerillo, 2005 e riferimenti citati*). In quest'area, ma più in generale in tutto il Mediterraneo Centro-Occidentale, sulla base delle concentrazioni degli elementi in tracce e delle composizioni isotopiche, che appaiono molto variabili e coprono valori da tipicamente mantellici a tipicamente crostali, si è soliti distinguere un magmatismo anorogenico (*Lustrino e Wilson, 2007*) ed un magmatismo orogenico (*Harangi et al., 2006; Lustrino et al., 2011*). La presenza di queste due tipologie di rocce ignee è ampiamente accettata nel mondo accademico, tuttavia molto si dibatte sul modello genetico di queste rocce e sul loro significato geodinamico. È fuor di dubbio che l'estrema variabilità dei loro caratteri geochimici e petrografici richiede una certa variabilità nella composizione del mantello di questa regione. Tuttavia, a cosa va imputata tale variabilità? Rispondere a questa domanda ha, ovviamente, un profondo significato geodinamico poiché differenti evoluzioni tettoniche nel tempo implicano differenti impronte geochimiche ed isotopiche delle sorgenti del magmatismo. Negli ultimi 20-30 anni sono state condotte approfondite indagini scientifiche tese a rispondere proprio a questo interrogativo, con risultati spesso contrastanti tra di loro. Due sono le ipotesi proposte per spiegare la complessità del magmatismo dell'area tirrenica (*Peccerillo e Lustrino, 2005 e riferimenti citati*). Una prima ipotesi invoca la risalita di masse mantelliche profonde (mantle plume) fino alla base della litosfera, mentre una seconda ipotesi suggerisce una contaminazione del mantello, avvenuta per ingresso di materiale crostale attraverso uno o più eventi di subduzione, accompagnata da risalita, decompressione e fusione di porzioni di mantello poco profondo. Non entrando qui nel dettaglio della questione, che sarà sviluppata più avanti in questo lavoro di tesi, attualmente il magmatismo dell'area tirrenica è ritenuto essere il risultato della subduzione della litosfera oceanica Ionica (un frammento dell'Oceano Tetideo) cominciata nell'Oligocene e attualmente

ancora attiva al di sotto dell'Arco Calabro (*Gvirtzman e Nur, 1999; Doglioni et al., 2001; Faccenna et al., 2007; Speranza et al., 2012*). In quest'ottica è ragionevole ritenere che larga parte del magmatismo dell'area Tirrenica derivi dalla fusione parziale di sorgenti mantelliche modificate da materiale crostale portato in profondità dallo slab in subduzione e questa ipotesi è supportata da un considerevole numero di studi petrologici che mettono in luce il carattere post-collisionale di questo magmatismo (*e.g., 1999; Beccaluva et al., 1991; Conticelli et al., 2002, 2004, 2007, 2009; D'Antonio et al., 1996, 1999a, 2007, 2013; Francalanci et al., 2004, 2007; Tonarini et al., 2004; Duggen et al., 2005; Harangi et al., 2006; Avanzinelli et al., 2008, 2009; Bianchini et al., 2008; Prelevic et al., 2008; Nikogosian e Van Bergen, 2010; Lustrino et al., 2011*). Da molto tempo è ormai accettato che il magmatismo degli archi vulcanici rappresenta il prodotto di un processo petrogenetico multistadio molto complesso a causa del grande numero di variabili chimico-fisiche coinvolte (quali la mineralogia della sorgente, la presenza/assenza di fluidi e la loro natura, la profondità della sorgente, il grado di fusione parziale, la temperatura, la pressione di confinamento) e certamente legato all'ingresso di materiale crostale nel mantello, anche se il ruolo giocato dal materiale in subduzione non è di semplice definizione (*e.g., Gill, 1981; Wilson, 1989; Pearce e Peate, 1995*). La crosta oceanica in subduzione viene sottoposta a un progressivo aumento della temperatura e della pressione con l'aumentare della profondità. Ciò implica che i materiali crostali sono sottoposti ad un progressivo aumento del grado metamorfico (da scisti blu ad anfiboliti ad eclogiti) e quindi si realizza una progressiva disidratazione delle litologie fino ad arrivare a fenomeni di fusione parziale del materiale che costituisce lo slab. Negli attuali modelli petrogenetici di questi ambienti il ruolo giocato dai fluidi/fusi provenienti dallo slab è fondamentale per innescare i processi di fusione del mantello e per dare ai magmi quella impronta geochemica che distingue nettamente il magmatismo di arco da quello di altri ambienti geodinamici. Tuttavia, il ruolo giocato dai fluidi/fusi nei processi di contaminazione del mantello, benché accettato, è ancora oggi molto dibattuto e ciò è facilmente intuibile se si considera la struttura litologica della litosfera oceanica conosciuta grazie allo studio delle sequenze ofiolitiche che affiorano tipicamente lungo fasce orogenetiche. La definizione di associazione ofiolitica fu introdotta nel 1972 durante la Conferenza di Penrose della Società Geologica Americana. La sequenza, quando completamente sviluppata, è rappresentata dai seguenti termini, dal basso verso l'alto:

- un complesso ultrabasico, in cui le rocce sono costituite da peridotiti di tipo lherzolitico e/o harzburgitico;

- un complesso intrusivo in cui prevalgono rocce gabbriche le cui porzioni inferiori comprendono tessiture di cumulo con stratificazione magmatica, mentre nelle porzioni più elevate sono frequenti rocce gabbriche e modesti volumi di rocce leucocratiche;
- un complesso filoniano, costituito da un'associazione di dicchi doleritici e/o basaltici;
- un complesso vulcanico costituito da vulcaniti basiche con struttura a cuscino, e da livelli ialoclastitici;
- una copertura sedimentaria, costituita da depositi di mare profondo (terrigeni, carbonatici e silicei).

Questa successione di litologie, basata su una sequenza affiorante in Oman, spesso non è completa. Talvolta ad esempio il complesso di gabbri filoniani manca completamente. Inoltre, le litologie ignee sono spesso serpentizzate. Il processo di serpentizzazione, molto frequente nel complesso ultrabasico, è il processo di alterazione dell'olivina ed in generale delle rocce ultrabasiche. La reazione avviene per metamorfismo di fondo oceanico, in corrispondenza della dorsale oceanica, e durante i processi di obduzione delle ofioliti (*Barker, 1998*). L'aggiunta di acqua è un fattore molto importante nella serpentizzazione, che avviene a temperature generalmente inferiori a 350°C (*Barker, 1998*). Nell'ambito delle ofioliti è possibile discriminare, sia su base geodinamica che petrografico-mineralogica, due diverse tipologie: ofioliti lherzolitiche ed ofioliti harzburgitiche. Le prime sono ascrivibili a processi di espansione oceanica lenta, le seconde ad espansione oceanica veloce. Dal punto di vista petrografico-mineralogico, la classificazione è basata sulla natura delle peridotiti (o delle serpentiniti derivanti), rispettivamente lherzolitiche e harzburgitiche, che compongono il mantello situato alla base della sequenza ofiolitica. Si capisce da quanto esposto che ognuna delle porzioni di litosfera oceanica può intervenire in maniera diversa nel processo di contaminazione del mantello soprastante la placca in subduzione, poiché ognuna di esse possiede una sua specifica impronta geochemica ed isotopica. Tuttavia, i principali studi effettuati sulle modalità di contaminazione del mantello hanno sempre individuato come principale sorgente del materiale contaminante la porzione superiore della placca in subduzione, ovvero sedimenti oceanici e basalti (*Mysen, 1979; Hole et al., 1984; Schneider e Eggler, 1987; Ben Othman et*



*al.*, 1989; McCulloch e Gamble, 1991; McDonough, 1991; Brenan *et al.*, 1995; Ayers, 1998; Plank e Langmuir, 1998; Taylor e Nesbitt, 1998; Johnson e Plank, 1999; Rapp *et al.*, 1999; Becker *et al.*, 2000; Class *et al.*, 2000; Klemme *et al.*, 2002). Alla complessità di questi processi si aggiunge, inoltre, l'incertezza sulla tipologia di mantello che viene investito dalla contaminazione. Infatti, sulla base della geometria dell'arco, in particolare dell'inclinazione dello slab, cambia lo spessore di mantello che viene investito dai fluidi/fusi derivanti dalla placca in subduzione (Gill, 1981). In generale, è stato osservato che, per angoli d'immersione molto bassi, il mantello coinvolto è solamente di tipo litosferico mentre, al contrario, per angoli di subduzione alti, il mantello coinvolto potrebbe essere anche di tipo astenosferico. Tutte queste considerazioni, se calate nel contesto della Penisola Italiana, da un lato complicano certamente il quadro petrogenetico d'insieme, ma dall'altro possono fornire anche una sua chiave di lettura. Infatti, gli studi petrografici e geochimici condotti sull'enorme varietà di litologie ignee affioranti nell'area dimostrano chiaramente l'esistenza di sorgenti mantelliche differenti. E' noto da alcuni decenni, ad esempio, che le caratteristiche isotopiche di Sr, Nd, Pb, Hf, O, ecc. delle rocce ignee variano con una certa regolarità, e in modo significativo, dai centri vulcanici della Toscana meridionale, attraverso quelli del Lazio, fino a quelli dell'area vulcanica napoletana (Conticelli *et al.*, 2004 e riferimenti citati). Queste differenze isotopiche, insieme a quelle chimico-mineralogiche, se legate alla subduzione, implicano necessariamente l'esistenza di contaminanti differenti. In altre parole, i materiali crostali introdotti nel mantello differiscono, anche in modo significativo, nelle singole zone in cui si è avuto magmatismo e va tenuto in conto anche la possibilità che da zona a zona siano differenti anche l'agente della contaminazione (fluidi o fusi o entrambi) e il tipo di mantello pre-contaminazione.

Il presente progetto di ricerca s'inserisce all'interno del dibattito scientifico esposto in precedenza, ponendosi come obiettivo quello di formulare una valida ipotesi sulla mineralogia e la geochimica della porzione di mantello al di sotto della Campania, poco conosciuto a causa della scarsità di rocce mafiche realmente primitive, indispensabili per affrontare, anche se in maniera indiretta, lo studio delle sorgenti mantelliche del magmatismo di un'area. In ultimo lo studio si propone di indagare l'evoluzione petrologica di questo settore di mantello, caratterizzando i processi di modificazione composizionale (mineralogica, chimica e isotopica) avvenuti nelle sorgenti dei magmi potassici ed ultrapotassici, individuando e caratterizzando gli agenti contaminanti (fluidi e/o fusi derivanti dai sedimenti oceanici e/o dalla porzione ignea della crosta oceanica). In questo scenario s'inserisce l'idea di trovare informazioni sul mantello pre-

contaminazione e sul materiale crostale che ha agito da contaminante attraverso uno studio delle sequenze ofiolitiche che affiorano in modo discontinuo lungo l'Appennino Meridionale. Le successioni ofiolitiche, unitamente alle peridotiti abissali e agli xenoliti di mantello associati a rocce alcaline, rappresentano l'unica possibilità di studiare direttamente la composizione chimica e mineralogica del mantello superiore. Le ofioliti molto comunemente raggiungono la superficie terrestre con più o meno significative modificazioni chimico-mineralogiche della paragenesi primaria, dovute ad alterazione meteorica e metamorfismo, tuttavia esse hanno una maggiore distribuzione rispetto agli xenoliti di mantello e alle peridotiti abissali. Durante gli ultimi trent'anni, lo studio delle ofioliti dell'area Mediterranea ha prodotto un grosso numero di informazioni sulla composizione e sulla evoluzione del Mantello litosferico di questa regione. In Italia, costituiscono affioramenti continui soprattutto nelle Alpi e nell'Appennino Settentrionale (*Baumgartner et al., 2012; Beccaluva et al., 1981; Borghini et al., 2007; Hoogerduijn-Strating et al., 1993; Kaczmarek e Muntener, 2005, 2007, 2008; Montanini et al., 2012; Muntener e Piccardo, 2003; Piccardo, 2003, 2008, 2009, 2010, 2013; Piccardo e Guarnieri, 2009, 2011; Piccardo e Vissers, 2007; Piccardo et al., 2002, 2004a e b, 2007a e b, 2009a e b; Rampone e Piccardo, 2000; Rampone e Borghini, 2008; Rampone et al., 1995, 1996, 1997, 1998, 2005, 2008; 2009; Rubatto et al., 1998; Sanilippo e Tribuzio, 2013; Tribuzio et al., 2000; Venturelli et al., 1981*), mentre nell'Appennino Meridionale si ritrovano in affioramenti scarsi e isolati al confine Calabro-Lucano e nella Calabria Settentrionale (*Beccaluva et al., 1983; Spadea, 1994; Tortorici et al., 2009*). Le ofioliti italiane sono considerate frammenti di litosfera oceanica dell'Oceano Ligure-Piemontese (porzione dell'Oceano Tetideo), obdotti durante l'orogenesi Alpino-Appenninica, e possono essere ritenute i migliori rappresentanti affioranti del materiale subdotto nel mantello al di sotto della regione Centro-Occidentale del Mediterraneo durante la chiusura della Tetide (*Bortolotti and Principi, 2005 e riferimenti citati*). Molte informazioni sulla mineralogia e la geochimica del mantello superiore del Mediterraneo derivano dallo studio delle sequenze ofiolitiche delle Alpi e dell'Appennino Settentrionale. Anche le sequenze ofiolitiche dell'Appennino Meridionale sono state studiate negli anni passati (*Lanzafame et al., 1978, 1979a, 1979b; Beccaluva et al., 1983; Di Girolamo et al., 1992; Spadea, 1994; Piluso et al., 2000; Liberi et al., 2006; Cristi Sansone et al., 2011*) anche se sono riportati pochi dati geochimici, e nessun dato isotopico. Pertanto, in questa tesi saranno presentati nuovi dati petrologici sulle sequenze ofiolitiche dell'Appennino Lucano relativi sia alle litologie ignee sia a quelle sedimentarie in modo da costruire un modello geochimico ed isotopico che metta in luce un collegamento tra la distruzione dell'Oceano Tetideo (cui

sono ascritte le ofioliti lucane) e la strutturazione delle sorgenti mantelliche del vulcanismo Plio-Quaternario della Campania. A questo scopo si sono prodotti nuovi dati geochimici ed isotopici sulle rocce ignee e sedimentarie che costituiscono la sequenza ofiolitica affiorante nell'area del Pollino, in modo da caratterizzare al meglio il materiale subdotto durante la chiusura della Tetide Ligure. L'acquisizione di questi nuovi dati ha permesso la costruzione di un modello geochimico ed isotopico che mostra il possibile collegamento tra la subduzione di questo materiale che ricopriva/costituiva la crosta oceanica Tetidea e le caratteristiche geochimiche del magmatismo Plio-Quaternario dell'Italia Meridionale con particolare riferimento all'area Napoletana.

## **2. INQUADRAMENTO DEL MEDITERRANEO**

### **2.1. Inquadramento geografico e morfologico**

Il Mar Mediterraneo è un mare intercontinentale situato tra Europa, Africa ed Asia (Fig. 2.1), centrato approssimativamente sui 35°N e i 18°E. La sua superficie approssimativa è di 2,51 milioni di km<sup>2</sup> ed essa ha uno sviluppo massimo lungo i paralleli di circa 3700 km. La lunghezza totale delle sue coste è di 46000 km, la profondità media si aggira sui 1500 m, mentre quella massima è di 5270 m presso le coste del Peloponneso. Il Mediterraneo è collegato a Ovest all'Oceano Atlantico, attraverso lo stretto di Gibilterra. A Est attraverso il mar di Marmara, tramite i Dardanelli e il Bosforo, è collegato al Mar Nero. Il mar di Marmara è spesso considerato parte del Mediterraneo, mentre il Mar Nero viene generalmente considerato un mare distinto. Il canale di Suez a Sud-Est collega il Mediterraneo al Mar Rosso. Per quanto riguarda la topografia del fondale, il Mediterraneo è diviso in due parti principali:

- il Mediterraneo occidentale, delimitato dal canale di Sicilia e caratterizzato da ampie piane abissali;
- il Mediterraneo orientale, molto più accidentato e dominato dal sistema della dorsale Mediterranea;



**Figura 2.1 - Immagine satellitare del Mar Mediterraneo.**

2.1.1. Il Mediterraneo Occidentale

Il Mediterraneo Occidentale comprende due bacini principali, quello Algero-Provenzale e quello Tirrenico, messi in comunicazione a sud della Sardegna dal profondo canale di Sardegna, caratterizzato dalla presenza della fossa Algero-Tirrenica.

- Il bacino Algero-Provenzale occupa un'area più o meno triangolare che comprende il Mare di Alborán, il Mare delle Baleari, il Canale di Sardegna, il Mar di Sardegna, il Mare di Corsica ed il Mar Ligure. Ha una superficie di circa 240000 km<sup>2</sup> e una profondità massima di circa 2800 m. In alcuni tratti costieri, tipicamente alle foci dell'Ebro e del Rodano, la piattaforma continentale raggiunge i 60 km di larghezza, con un massimo di 72 km presso il Golfo del Leone. La larghezza minima si ha invece tra Genova e Tolone, dove il fondale è caratterizzato da ampi e profondi canyon. Le isole di Maiorca e Minorca hanno una piattaforma continentale comune, mentre Ibiza è separata da esse, tramite un braccio di mare profondo 800 m. Al centro del bacino si trova la piana abissale delle Baleari, profonda dai 2600 ai 2800 metri.
- Il Bacino Tirrenico è la parte più profonda del Mediterraneo Occidentale, raggiunge infatti i 3800 m di profondità (Fossa del Tirreno). Il fondale è caratterizzato dalla presenza di numerose dorsali e di rilievi di tipo vulcanico. Vi sono montagne sottomarine che in alcuni casi si elevano fino a -500 m come il Monte Marsili e il Monte Vavilov. Poche e di modeste dimensioni sono le piane abissali fra le quali si trovano la piana di Corsica, la piana di Orosei, la piana di Olbia, la piana abissale tirrenica. Il bacino è praticamente chiuso, ed è messo in comunicazione con i bacini adiacenti da pochi stretti passaggi. A Nord un canale profondo circa 400 m lo mette in comunicazione con il Mar Ligure, a Sud-Ovest lo stretto di Bonifacio, profondo non oltre 50 m, lo mette in comunicazione con il Bacino Algerino. Il canale di Sicilia, dal fondale basso e caratterizzato dalla presenza di banchi che possono ridurre la profondità a poche decine di metri lo mette in comunicazione con il Mediterraneo Orientale.

2.1.2. Il Mediterraneo Orientale

Fanno parte del Mediterraneo Orientale il bacino del Mare Adriatico, il Mar Ionio, il Mar Egeo, il Mar Libico e il bacino del Mar di Levante.

- L'Adriatico ha una superficie di circa 135000 km<sup>2</sup> e una profondità massima di 1230 m. Da un punto di vista morfologico può essere diviso in tre aree: la parte settentrionale completamente dominata dal delta del Po è un lento declivio nel quale la profondità non supera i 75 m; la parte centrale, tra Ancona e il Gargano, è caratterizzata dalla presenza di una depressione detta "fossa del medio Adriatico" (266 m), mentre la zona meridionale ha una piattaforma continentale che si restringe in corrispondenza della Puglia fino a circa 20 km. Fra la Puglia e l'Albania si trova la piana adriatica con una profondità media di circa 1000 m e la massima di 1200 m; da qui la profondità risale a circa 800 m in corrispondenza del canale d'Otranto che separa l'Adriatico dallo Ionio.
- Il Mar Ionio si estende su una superficie di circa 61600 km<sup>2</sup> dalle coste della Libia e della Tunisia fino all'Albania, alla Grecia e all'Italia meridionale. Raggiunge la massima profondità (5270 m) nella Fossa Ellenica. Nello Ionio si trova la piana abissale più estesa del Mediterraneo.
- Il Mar Egeo ha una superficie di circa 80000 km<sup>2</sup> e oltre 200 isole. Lo collega allo Ionio il Golfo di Corinto (56 m) e numerosi canali profondi fra i 300 e gli 800 m fra le isole di Rodi e Creta. Raggiunge la massima profondità (2500 m) in corrispondenza della fossa di Creta, che si estende dal Golfo di Argolide a Rodi.
- Il Mar Libico si estende dalla costa sud di Creta fino alle sponde della Libia. Il Mar di Levante è la parte più orientale del Mediterraneo, ha una superficie di circa 320000 km<sup>2</sup> ed è delimitato a ovest dalla linea che congiunge Capo Ra's al-Hilal, in Libia con l'isola di Gavdos presso Creta. La piattaforma continentale è molto estesa sia presso il delta del Nilo sia nel golfo di Iskenderun. La massima profondità è di 4384 m in corrispondenza della fossa di Plinio.



## 2.2. Evoluzione geodinamica e paleogeografica

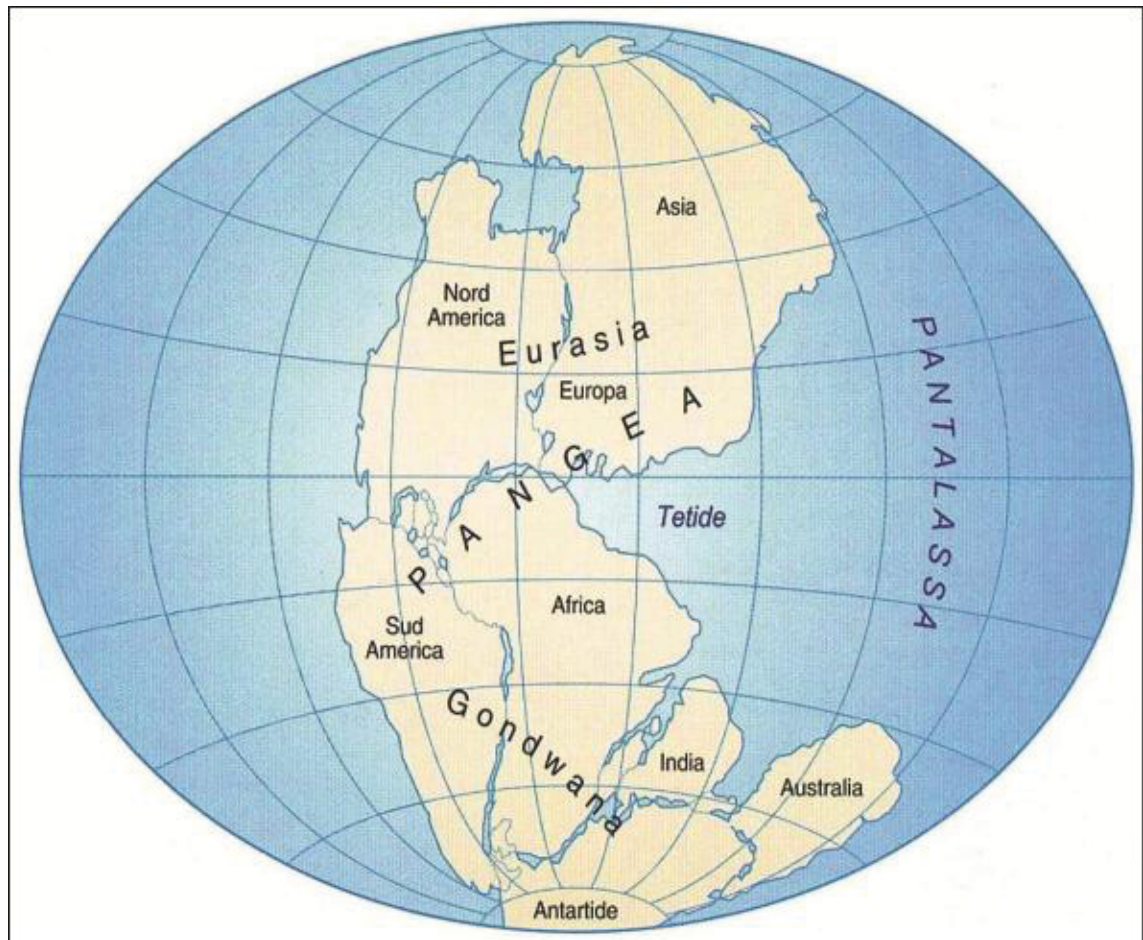
La storia geologica della Penisola Italiana, il suo assetto tettonico e il magmatismo che l'ha interessata devono essere inquadrati nei modelli di evoluzione geodinamica di tutta l'area Mediterranea, poiché i movimenti litosferici che hanno prodotto l'attuale l'assetto geologico e strutturale della Penisola, benché si siano sviluppati nell'arco di milioni di anni, rappresentano solo la fase geodinamica più recente. La paleogeografia dell'area mediterranea e la sua evoluzione geodinamica nel tempo sono un argomento molto dibattuto in ambito geologico. Moltissimi sono gli articoli scientifici che con approcci differenti e, negli ultimi tempi, sempre più multidisciplinari, propongono ricostruzioni molto simili a grande scala ma spesso molto differenti quando si entra nel dettaglio dell'area occidentale del Mar Mediterraneo. Una dissertazione esaustiva sulle diverse teorie proposte e sulle loro analogie e differenze esula dal contesto e dagli scopi che si propone questo progetto di dottorato. Tuttavia per gli scopi prefissati è impossibile non tenere conto dell'evoluzione geologica del Mediterraneo, nel cui contesto si inquadra l'obduzione delle rocce ofiolitiche alpine ed appenniniche, e soprattutto, la configurazione mineralogica, geochemica ed isotopica delle sorgenti del magmatismo recente della Penisola. Per questo motivo, dopo attenta analisi di molti dei lavori disponibili in letteratura su quest'argomento, ho deciso di adottare un modello paleogeografico-cinematico (discusso nei prossimi paragrafi) ottenuto dall'unificazione dei diversi modelli proposti, partendo dalle parti comuni tra essi ma esaltandone le differenze, lì dove necessario.

### 2.2.1. Dalla Pangea all'apertura dell'Oceano Atlantico Centrale

L'assetto geologico attuale del Mediterraneo è il risultato di una lunga evoluzione geodinamica che è possibile far cominciare nel Paleozoico. Alla fine del Paleozoico la maggior parte della litosfera continentale era raggruppata nel Supercontinente chiamato Pangea e, attorno a questa enorme massa continentale, esisteva un unico grande blocco di litosfera oceanica chiamato Pantalassa. Un braccio di questo oceano chiamato Tetide, con forma approssimativamente triangolare ed orientato in direzione E-W, si insinuava all'interno della Pangea dividendola in due grandi blocchi continentali, Laurasia o Eurasia a Nord e Gondwana a Sud, occupando anche la regione che sarebbe diventata l'attuale Mar Mediterraneo (Bosellini, 2005; Fig. 2.2). Al centro dell'oceano Tetideo esisteva una dorsale di espansione oceanica mentre gran parte del Supercontinente era circondata da zone di subduzione (Stampfli, 2000; Stampfli e Borel, 2002; Stampfli et al., 2002a, b).



Già alla fine del Paleozoico la Pangea cominciò a frammentarsi. La dorsale oceanica presente nella Tetide, infatti, andava lentamente muovendosi verso Nord a causa della subduzione della sua litosfera oceanica al di sotto della Laurasia (Fig. 2.3). Questo determinò la nascita di un sistema estensionale sul margine continentale Tetideo della Gondwana, poiché l'enorme massa di litosfera continentale opponeva una elevata resistenza alla sua migrazione verso nord. Il rifting continentale cominciato nel Permiano Superiore (280 Ma) già nel Triassico Inferiore (250 Ma) doveva aver portato ad una completa oceanizzazione di questa porzione della Pangea (*Stampfli, 2000; Stampfli e Borel, 2002; Stampfli et al., 2002a, b*). La nuova configurazione paleogeografica vedeva un oceano Tetideo diviso in due parti, separate da una fascia di litosfera continentale chiamata Cimmeria (Fig. 2.3). La parte settentrionale rappresentava la vecchia litosfera oceanica pre-esistente in cui non esisteva più una dorsale oceanica e che viene per questo detta Paleo-Tetide, mentre la parte meridionale rappresentava la nuova litosfera oceanica in via di formazione lungo una nuova dorsale oceanica e che viene per questo detta Neotetide. L'apertura di questo bacino oceanico ha causato il progressivo avvicinamento del blocco di litosfera continentale Cimmeria alla Laurasia e la subduzione e progressiva chiusura della Paleo-Tetide (Fig.2.3). Già alla fine del Triassico (circa 200 Ma), si ritiene che tutta la litosfera oceanica della Paleo-Tetide fosse stata distrutta. A questo punto, al di sotto della placca Euroasiatica comincia ad andare in subduzione la litosfera oceanica della Neotetide (Fig. 2.3). Questo ebbe diversi effetti ma soprattutto, come accaduto nel Triassico Inferiore, determinò un nuovo regime estensionale nella regione centrale della Pangea. Alla fine del Triassico si crearono delle estese zone di rifting che, dal centro del Supercontinente, penetravano all'interno dell'area Mediterranea fino a raggiungere la Neotetide (*Stampfli, 2000; Stampfli e Borel, 2002; Stampfli et al., 2002a, b*). Tale sistema di rifting continuò ad approfondirsi fino a quando, nel Giurassico Medio (190 Ma), si verificò l'apertura di un bacino oceanico, che corrisponde all'attuale Atlantico Centresetentrionale (*Stampfli, 2000; Stampfli e Borel, 2002; Stampfli et al., 2002a, b*) e che determinò la formazione di due nuove placche litosferiche, quella Nord Americana e quella Euro-Asiatica.



**Figura 2.2 – Classica ricostruzione del Supercontinente Pangea (da Bosellini, 2005).**





### 2.2.2. L'apertura della Tetide Alpina

L'apertura dell'Oceano Atlantico Centroseptentrionale è il primo evento che determinerà profonde e significative modificazioni nell'area Mediterranea. Tuttavia, non esiste perfetto accordo tra i diversi autori sull'evoluzione geodinamica del Mediterraneo da questo momento in avanti. In linea generale, tutti sono d'accordo sul fatto che, in risposta alla formazione dell'Oceano Atlantico Centroseptentrionale, si verificò l'apertura di un altro bacino oceanico posto nell'area mediterranea, causata dal movimento trascorrente sinistro, in direzione E-SE, della Placca Africana rispetto a quella Europea (Dewey *et al.*, 1973; Dercourt *et al.*, 1986; Mazzoli e Helman, 1994), che sarebbe rimasta pressoché stabile, intorno ai 45°N-8°E, in accordo con studi di paleomagnetismo e geocronologia condotti sui granitoidi delle Alpi Occidentali (Dewey *et al.*, 1989; Rosenbaum *et al.*, 2002; Rosenbaum e Lister, 2005). L'apertura di questo bacino oceanico nell'area mediterranea sarebbe continuata fino al Cretacico Inferiore, quando la placca africana avrebbe cominciato a muoversi prima in direzione E-NE (Dewey *et al.*, 1989; Mazzoli e Helman, 1994; Rosenbaum *et al.*, 2002) e poi in direzione N-NW nell'Eocene (Rosenbaum *et al.*, 2002), cui va aggiunto anche un movimento di rotazione antioraria (Schettino e Scotese, 2002), convergendo verso la placca Europea e determinando la chiusura del bacino oceanico apertosi in precedenza, in risposta all'apertura dell'Atlantico Meridionale (le cause di questa apertura sono discusse da Peate, 1997, White e Saunders, 2005 ed Eagles *et al.*, 2007). Questo movimento si sarebbe protratto fino al Paleogene, quando si è realizzata la collisione continentale tra le due placche (Coward e Dietrich, 1989; Rubatto *et al.*, 1998). In sintesi, questi sono i principali accadimenti che hanno determinato l'Orogenesi Alpina, riassunti nelle Figure 2.4 e 2.5. Tuttavia, non esiste in letteratura un unico modello cinematico di dettaglio che spiega l'evoluzione dell'area mediterranea.

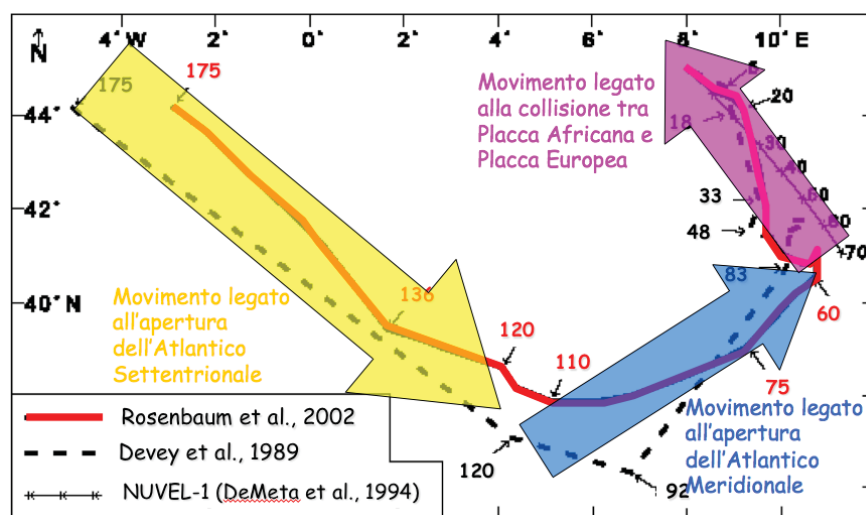


Figura 2.4 - Comparazione dei movimenti della Placca Africana relativamente a quella Europea, fissata a 45°N-8°E (modificata da Rosenbaum e Lister, 2005).

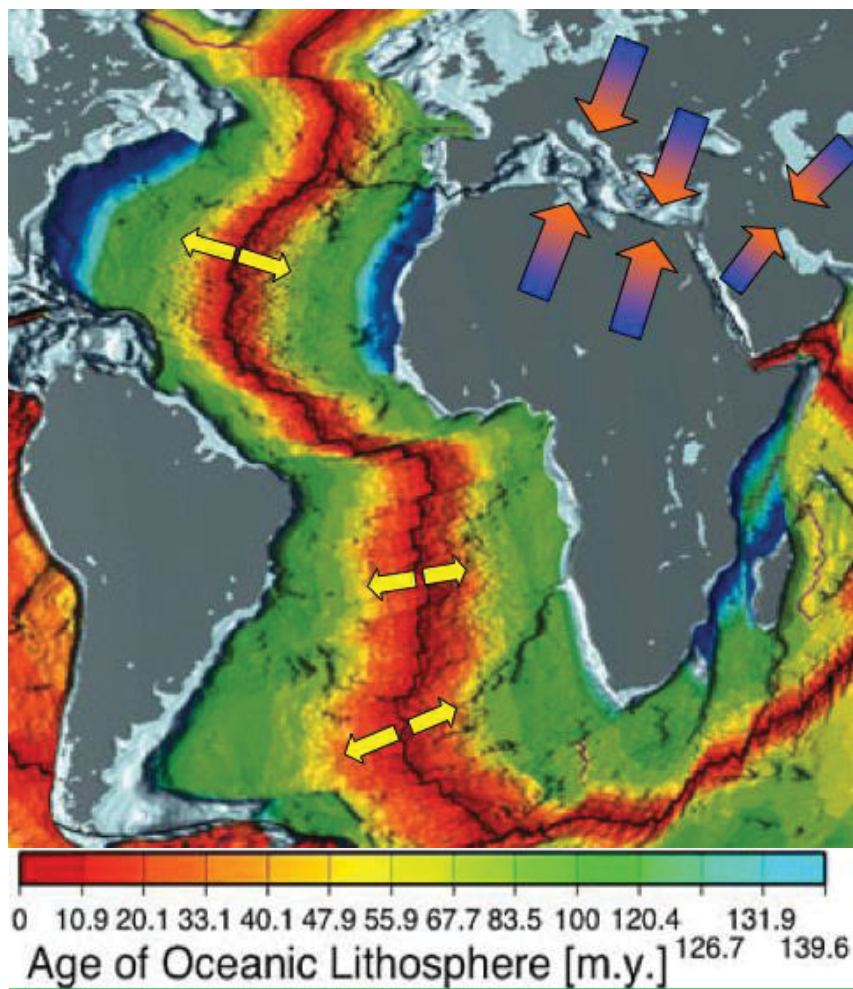


Figura 2.5 - La figura mostra la connessione tra l'apertura dell'Oceano Atlantico e l'inizio delle fasi compressive che hanno determinato l'Orogenesi Alpina (modificata da Muller et al., 2008).

### Legame tra Rifting Atlantico e Rifting Mediterraneo

Il collegamento tra il rifting Giurassico dell'Atlantico Centrosettentrionale e quello Mediterraneo è dibattuto. In alcune ricostruzioni relative al Giurassico Inferiore (circa 170-175 Ma fa) il bacino oceanico nell'area Mediterranea è ancora chiuso (*Rosenbaum et al., 2002; Handy et al., 2010*), mentre secondo altre ricostruzioni già 180 Ma fa esisteva un bacino, in parte oceanizzato, nell'area Mediterranea (*Stampfli, 2000; Stampfli e Borel, 2002; Stampfli et al., 2002a, b; Stampfli e Hochard, 2009; Schettino e Turco, 2011*). Tuttavia, l'età che appare più probabile come inizio di oceanizzazione nell'area mediterranea è circa 170 Ma. Infatti, questa età coincide abbastanza bene con le età più vecchie (170-175 Ma) ottenute da datazioni su zirconi di cristallizzazione magmatica presenti in alcune successioni ofiolitiche dell'area peri-Mediterranea (*Lombardo et al., 2002; Schaltegger et al., 2002*).

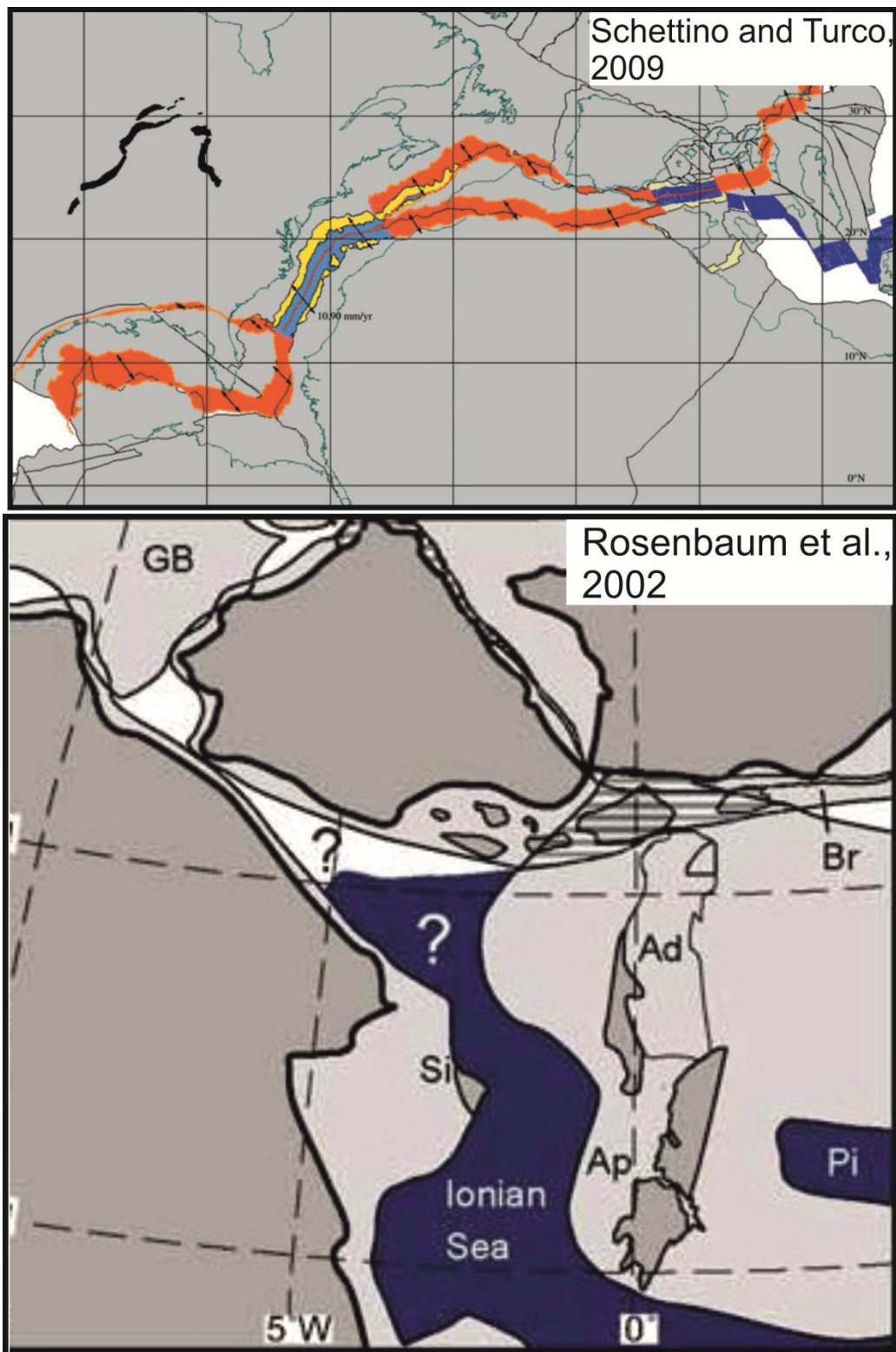


Figura 2.6 – Due diverse ricostruzioni paleogeografiche dell'area Mediterranea nel Giurassico Medio. Notare che nella ricostruzione di Schettino e Turco (2009) riferita a 180 Ma esiste già un bacino oceanico mentre nella ricostruzione di Rosenbaum et al. (2002) riferita a 170 Ma tale bacino oceanico non è ancora presente.

**Evoluzione del Rifting Mediterraneo**

Oltre ad una certa incertezza sull'età di inizio della fase di rifting, non esiste accordo sulla modalità con cui questo sia proseguito. Essenzialmente, è possibile raggruppare le teorie di evoluzione del Mediterraneo dal Giurassico medio al Cretacico inferiore secondo due modelli differenti, definibili, adottando la terminologia riferita ad una ricostruzione cinematica del Cretacico inferiore, come modello a due oceani e modello ad un solo oceano (*Alvarez e Shimabukuro, 2009*).

- Il modello a due oceani (*Alvarez, 1976; Bonardi et al., 2001; Michard et al., 2002; Guerrera et al., 2005; Handy et al., 2010*) prevede, secondo la nomenclatura introdotta da Handy et al. (2010), l'esistenza di almeno tre microplacche chiamate Alkapecia, Alcapia e Tisia (Fig. 2.7), poste tra la due grandi placche Europa ed Africa. Queste tre microplacche erano separate da importanti faglie trasversi ad andamento E-W che, come già accennato, hanno determinato l'inizio della apertura di un settore oceanico circa 170 Ma di anni fa. Questa apertura è continuata fino a circa 130 Ma (Cretacico Inferiore). All'epoca, la microplacca Alkapecia (cui appartenevano i terreni che oggi formano le catene Rif, Betica, Kabilie, Calabria e Peloritani), era separata dalla placca Europea (che comprendeva i terreni attuali di Spagna, Francia, Corsica e Sardegna) da un oceano detto WLigure (*Handy et al., 2010*) o Ligure (*Bonardi et al., 2001*), mentre era separata dalla placca Africana da un oceano detto ELigure (*Handy et al., 2010*) o Lucano (*Bonardi et al., 2001*). Questi due oceani passavano verso sud all'oceano Betico (*Michard et al., 2002*) o Navado-Filabreide (*Guerrera et al., 2005*), che separava la placca Africana dalla placca Europea in corrispondenza della penisola Iberica fino a connettersi con l'Oceano Atlantico. L'oceano ELigure o Lucano invece, passava verso nord all'oceano Piemontese (*Handy et al., 2010*), che separava la placca Europea (in corrispondenza dei domini di Briançonnais) dalle microplacche Alcapia e Tisia (cui appartenevano i terreni Austroalpini, la litosfera Adriatica e la Penisola Balcanica; Fig. 2.8).



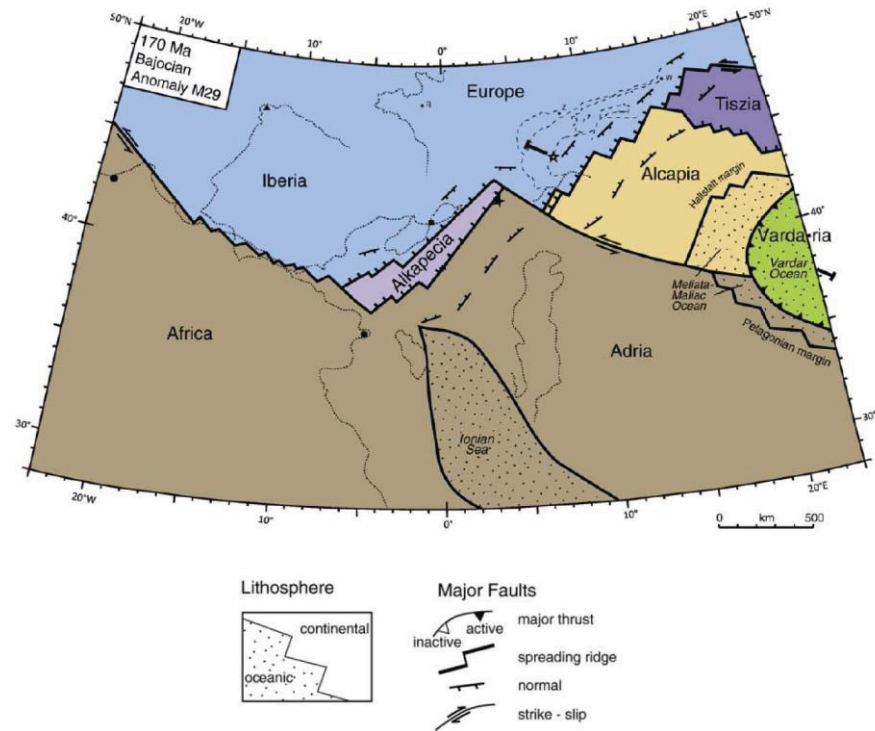


Figura 2.7 – Ricostruzione paleogeografica dell'area Mediterranea nel Giurassico medio, circa 170 Ma fa secondo la teoria del modello a due oceani (da Handy et al., 2010).

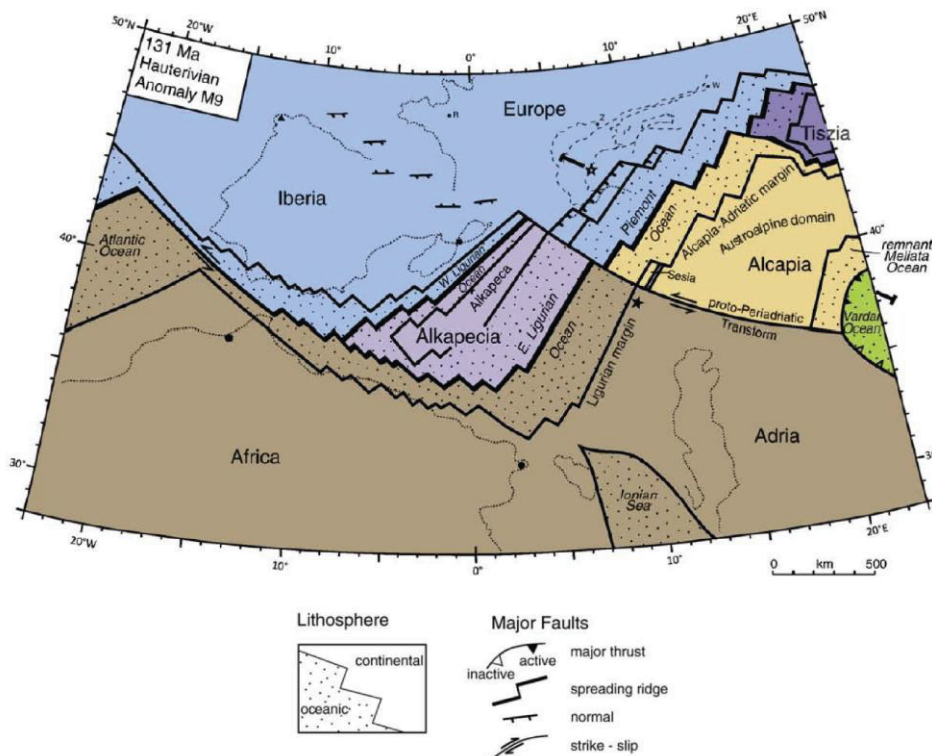


Figura 2.8 – Ricostruzione paleogeografica della Tetide e dettaglio della futura area Mediterranea nel Cretacico Inferiore, circa 130 Ma fa secondo la teoria del modello a due oceani (da Handy et al., 2010).

- Il modello ad un solo oceano (*Knott, 1987; Stampfli, 2000; Stampfli e Borel, 2002; Stampfli et al., 2002a, b; Faccenna et al., 2001a e b; Rossetti et al., 2004; Bortolotti e Principi, 2005; Rosenbaum e Lister, 2005; Stampfli e Hochard, 2009; Schettino e Turco, 2011; Turco et al., 2012*) ipotizza che tra 170 Ma e 135 Ma fa si sia sviluppata l'apertura di un unico blocco di litosfera oceanica chiamata molto generalmente Tetide Alpina (Figure 2.9 e 2.10), distinto in due porzioni chiamate Tetide Alpina Occidentale e Tetide Alpina Orientale (*Bortolotti e Principi, 2005*) o in tre porzioni chiamate Oceano Ligure (*Rosenbaum e Lister, 2005; Stampfli e Hochard, 2009*) o Tetide Ligure (*Turco et al., 2012*) nella sua porzione più occidentale, Oceano Piemontese (*Rosenbaum e Lister, 2005; Stampfli e Hochard, 2009*) o Oceano Ligure-Piemontese (*Turco et al., 2012*) nella sua porzione centrale, e Oceano Penninico (*Stampfli e Hochard, 2009*) o Tetide Alpina s.s. (*Turco et al., 2012*). Questo oceano separava due margini continentali, uno posto sulla placca Europea (comprendente i terreni di Spagna, Francia, Corsica, Sardegna, Calabria ed i Peloritani, ed i domini di Briançonnais) ed uno posto sulla Placca Africana (comprendente quasi tutto l'attuale territorio Italiano, la litosfera Adriatica, la penisola Balcanica e i terreni delle catene Nord-Africane Rif, Betica e Kabilie).

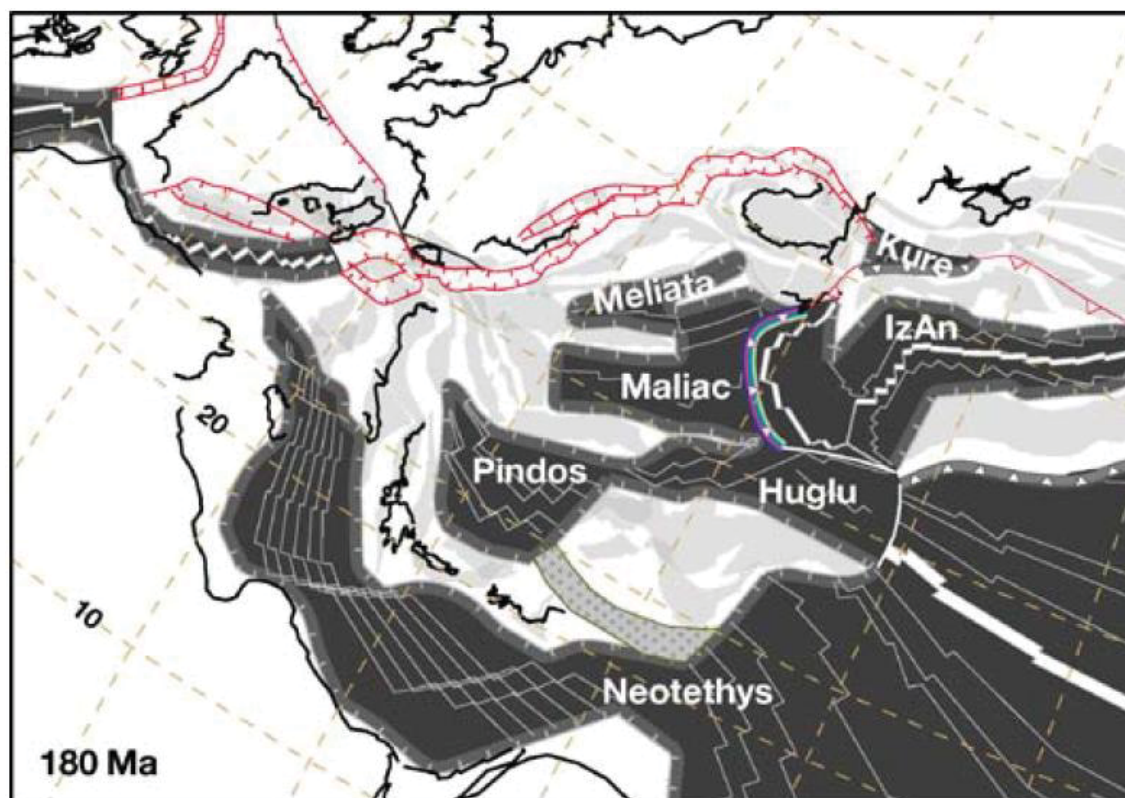


Figura 2.9 – Ricostruzione paleogeografica della Tetide e dettaglio della futura area Mediterranea nel Giurassico medio, circa 180 Ma fa secondo la teoria del modello ad un solo oceano (da Stampfli e Hochard, 2009).

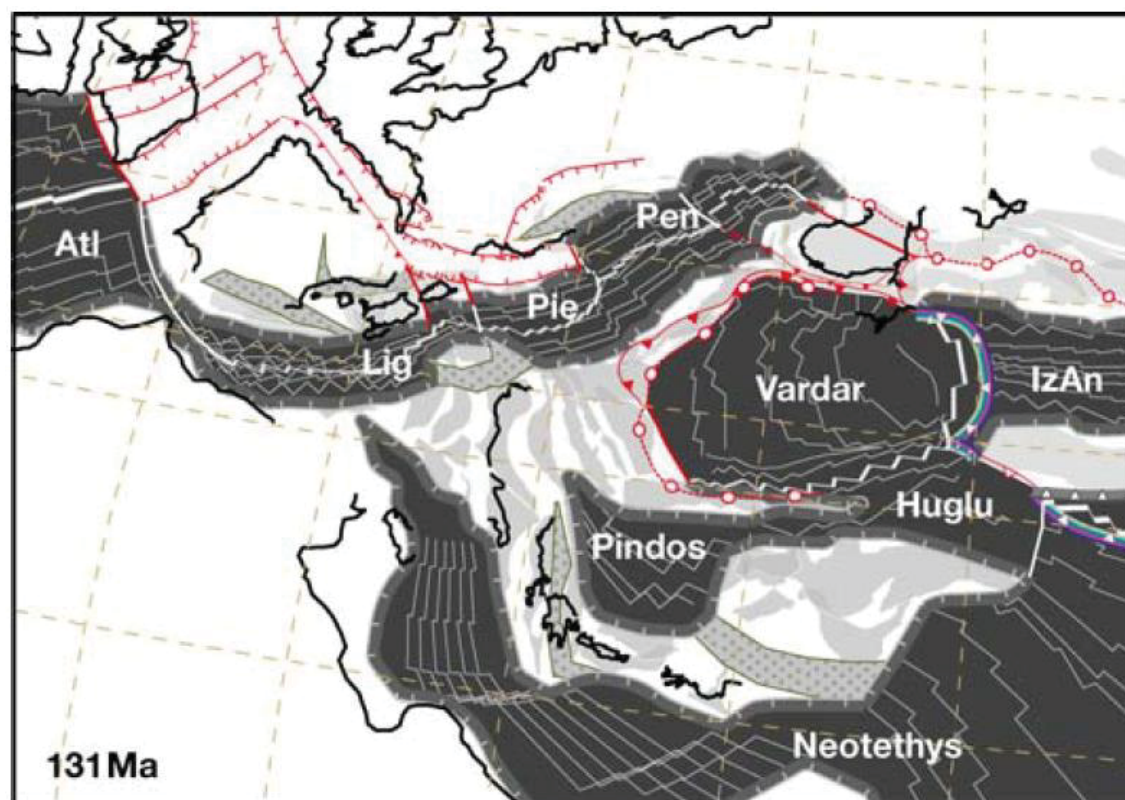


Figura 2.10 – Ricostruzione paleogeografica della Tetide e dettaglio della futura area Mediterranea nel Cretacico Inferiore, circa 130 Ma fa secondo la teoria del modello ad un solo oceano (da Stampfli e Hochard, 2009). Legenda: Atl = Oceano Atlantico; Lig: Oceano Ligure; Pie: Oceano Piemontese; Pen: Oceano Penninico.

### La questione di Adria

La posizione della litosfera continentale del margine africano è stata oggetto di discussione per molti decenni. Una ipotesi datata ma ripresa in anni più recenti e basata su dati paleomagnetici, paleontologici e palinologici, vuole che parte della litosfera Africana costituisse un prolungamento nel Mediterraneo in continuità con essa chiamato Promontorio di Adria (Fig. 2.11a; *Dercourt, 1972; Caire, 1975; Channel et al., 1979; Mantovani et al., 1990; Muttoni et al., 1996; Mele, 2001; Bosellini, 2002; Rosenbaum et al., 2002*). Altri autori invece, sostengono che, mentre risulta evidente la separazione della litosfera africana di Adria dal margine europeo (data la distribuzione geografica delle sequenze ofiolitiche nelle catene peri-Mediterranee), non esistono evidenze geologiche del fatto che essa sia stata in continuità fisica con il resto della Placca africana. Questi autori sulla base di dati sismologici e geodetici ritengono Adria una microplacca separata dalla Placca Africana dalla litosfera oceanica della Neotetide (litosfera Ionica), ma collegata ad essa tramite uno stretto corridoio e separata dalla porzione orientale della grande placca Euro-Asiatica dal bacino oceanico di Vardar (Fig. 2.11b; *Dewey et al., 1973; Hsu, 1977; Finetti, 1982 e 1985; Dercourt et al., 1986; Anderson, 1987; Ziegler, 1988; De Voogd et al., 1992; Finetti et al., 1996; Stampfli e Mosar, 1999; Finetti e Del Ben, 2000; Catalano et al., 2001*). Secondo Turco et al. (2012) la microplacca Adria si staccò dalla Placca Africana per congiunzione della litosfera Ionica con quella della Tetide Alpina circa 120 Ma fa (100 secondo Handy et al., 2010) mentre secondo le ricostruzioni di Stampfli e Mosar (1999) la congiunzione tra i due oceani non si è mai verificata ed Adria continuò ad essere legata in parte alla placca Africana.



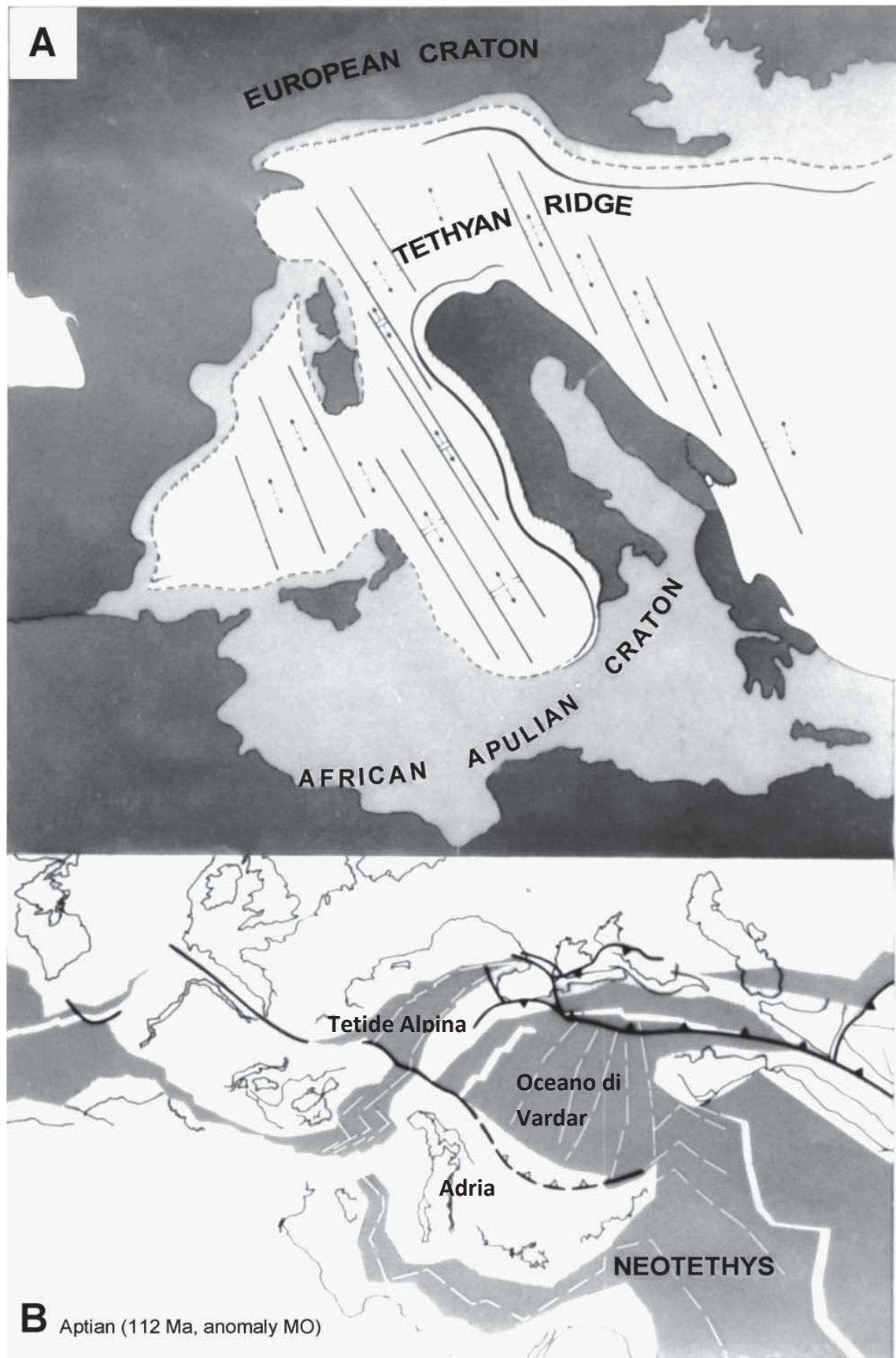


Figura 2.11 – Ricostruzione paleogeografica della litosfera continentale di Adria. A) ipotesi del promontorio della grande placca Africana (da Dercourt, 1972); B) ipotesi della microplacca indipendente (da Stampfli e Mosar, 1999).

2.2.3. La chiusura della Tetide Alpina

La fase di apertura oceanica nell'area del Mediterraneo si sarebbe conclusa, come già accennato, in risposta alla migrazione verso N della litosfera continentale africana, movimento innescato dall'apertura dell'Atlantico Meridionale tra 130 e 120 Ma fa, secondo dati paleomagnetici (*Rosenbaum e Lister, 2005*). Tuttavia questa età, che identifica la massima espansione dei bacini oceanici Mediterranei, non trova supporto dai dati geocronologici sugli zirconi delle ofioliti delle Alpi Centrali ed Occidentali, dato che le più giovani età stimate cadono nell'intervallo 141-148 Ma fa (*Liati et al., 2003; Costa e Caby, 2001*); inoltre, i sedimenti pelagici di queste sequenze ofiolitiche, che preservano la crosta oceanica e forniscono quindi una stima sull'età di termine del magmatismo oceanico, sono datati tra 150 e 145 Ma fa (*Bill et al., 2001*).

A questo movimento generale si sarebbero sovrapposti gli effetti di due nuove fasi di rifting che si sarebbero sviluppate, la prima, nella regione occidentale della placca Europea determinando l'apertura del Golfo di Biscaglia (*Sibuet et al., 2004*) e la seconda nella regione Centro-orientale della placca Europea determinando l'apertura del bacino oceanico di Valais (*Schettino and Turco, 2011*). Il risultato principale di questi movimenti estensionali è stato l'isolamento della Penisola Iberica e dei terreni ad essa contigui in una microplacca indipendente, la sua rotazione in senso antiorario e il suo movimento trascorrente in direzione E-SE rispetto all'Europa tra 130-85Ma (*Rosenbaum et al., 2002; Capitanio and Goes, 2006*), e la non contemporanea chiusura delle diverse porzioni in cui è solitamente suddivisa la Tetide Alpina.

Nelle ricostruzioni del modello ad un solo oceano, circa 120 Ma fa (Cretacico Inferiore), l'apertura del bacino di Valais avrebbe isolato una porzione di litosfera continentale europea (Fig. 2.12), i cosiddetti terreni di Sesia-Briançonnais (*Rosenbaum et al., 2002; Stampfli e Hochard, 2009; Schettino e Turco, 2011*), posti in continuità fisica con i terreni della microplacca Iberia e bordati dalla litosfera oceanica del bacino Ligure-Piemontese (*sensu Turco et al., 2012*) anche se un modello più vecchio li vuole collocati sulla microplacca Adria (*Schmid et al., 1996*). Una visione diversa, proposta nelle ricostruzioni paleogeografiche di Stampfli et al. (2002) e di Stampfli e Hochard (2009), vuole la litosfera oceanica del Golfo di Biscaglia e del bacino oceanico di Valais fuse insieme circa 120 Ma fa, determinando la formazione della microplacca Iberia. Il ramo oceanico che separava Iberia dell'Europa è chiamato oceano Pirenaico (2.13).

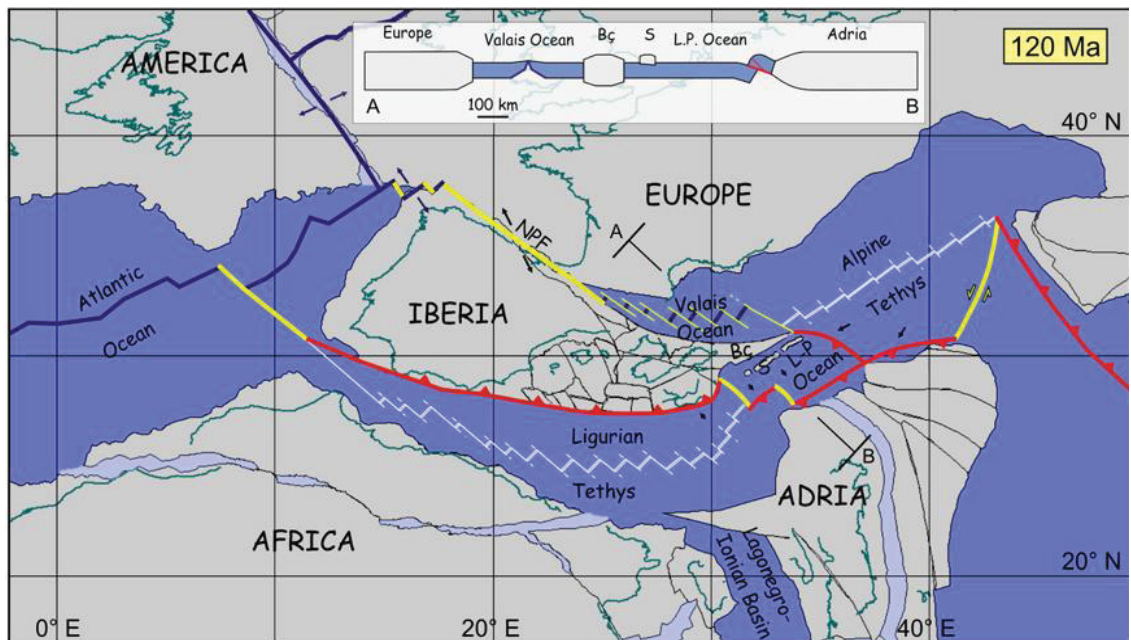


Fig. 2.12 - Ricostruzione paleogeografica dell'area Mediterranea nel Cretacico Inferiore (da Turco et al., 2012).

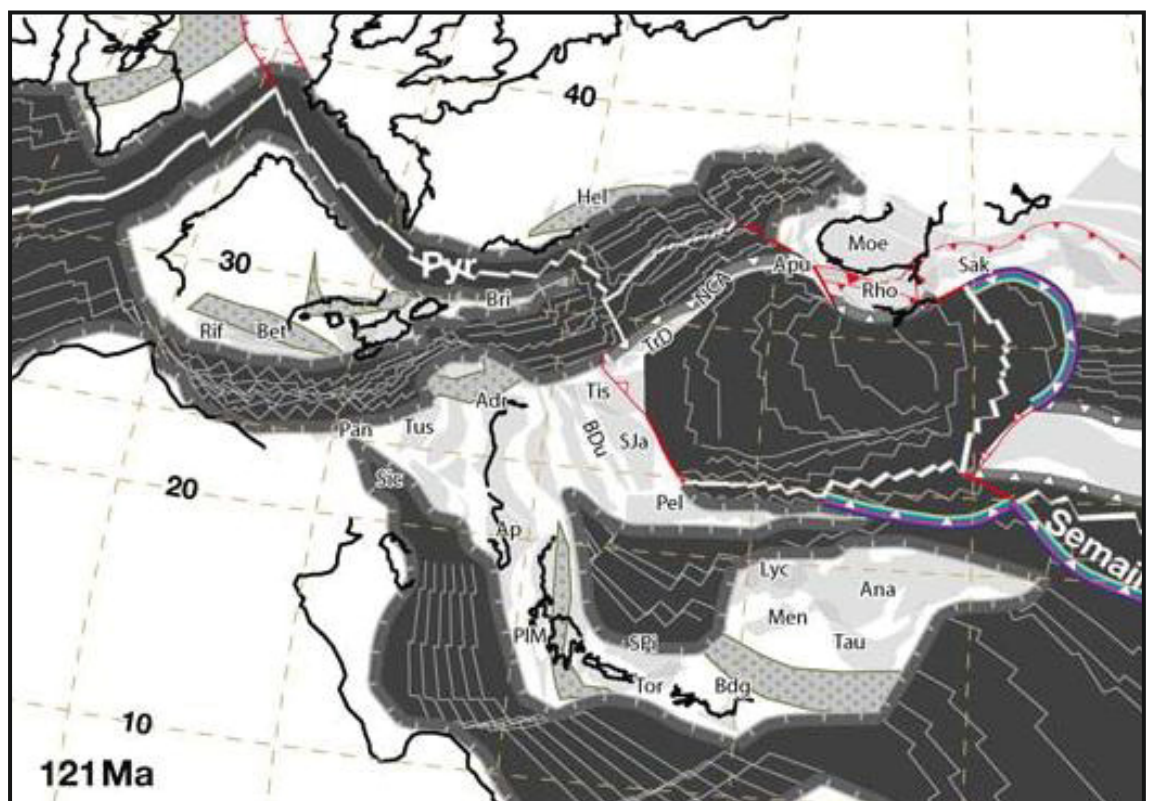


Fig. 2.13 - Ricostruzione paleogeografica dell'area Mediterranea nel Cretacico Inferiore (da Stampfli e Hochard, 2009).



Tra circa 120 e 90 Ma fa, le diverse parti in cui viene suddivisa la Tetide Alpina (nel senso ampio del termine) sarebbero andate in subduzione con vergenze differenti (Fig. 2.14). La Tetide Alpina (*sensu Turco et al., 2012*) avrebbe subdotto in direzione S-SE al di sotto del margine continentale della microplacca Adria e in direzione S-SW al di sotto della litosfera oceanica dall'oceano Ligure-Piemontese (*sensu Turco et al., 2012*) determinando la formazione di una zona di subduzione intra-oceanica.

1. L'oceano Ligure-Piemontese (*sensu Turco et al., 2012*) a sua volta subduceva in direzione S-SE al di sotto del margine continentale della microplacca Adria.
2. La Tetide Ligure (*sensu Turco et al., 2012*) avrebbe subdotto in direzione N-NW al di sotto della microplacca Iberia. Questo movimento si sarebbe però interrotto circa 100 Ma fa nella zona più occidentale e sarebbe continuato solamente in corrispondenza del blocco Calabro-Peloritano.

A queste tre fasi di subduzione si deve inoltre aggiungere la contemporanea subduzione dell'oceano di Vardar al di sotto della placca Europea Orientale (anche se in realtà questa subduzione era già in atto dal Giurassico Medio almeno; *Stampfli e Hocher, 2009*) la cui chiusura definitiva, avvenuta circa 70 Ma fa, ha portato alla collisione continentale che ha originato le Dinaridi e le Alpi Orientali.

L'apertura del bacino di Valais si sarebbe interrotta circa 90 Ma fa, e si sarebbero venute a creare delle nuove zone di subduzione, una lungo cui il bacino di Valais subduceva al di sotto della Placca Europea in direzione N, ed una seconda lungo cui l'oceano di Valais subduceva al di sotto della microplacca Iberia in direzione S, in corrispondenza dei terreni di Briançonnais (*Schettino and Turco, 2011; Turco et al., 2012; Fig. 2.15*). Questi movimenti sarebbero continuati fino a circa 35 Ma fa (Fig. 2.16, 2.17, 2.18), periodo nel quale l'oceano Ligure-Piemontese, il bacino di Valais e la Tetide Alpina si sarebbero consumati totalmente o quasi totalmente come testimoniato dall'età del Metamorfismo HP-LT dei terreni dalle ofioliti della Corsica e delle Alpi Occidentali (*Molli, 2008; Malavieille et al., 2011*) e dei resti dei terreni di Sesia-Briançonnais nelle Alpi Occidentali (*Duchene et al., 1997; Rubatto et al., 1998, 1999; Konrad-Schmolke et al., 2006; Berger e Bousquet, 2008*).

A questo intervallo temporale si fa risalire la formazione della catena Pirenaica e delle Alpi Occidentali, a causa della collisione continentale tra la litosfera Africana e quella Europea, e della litosfera Iberica con quella Europea.

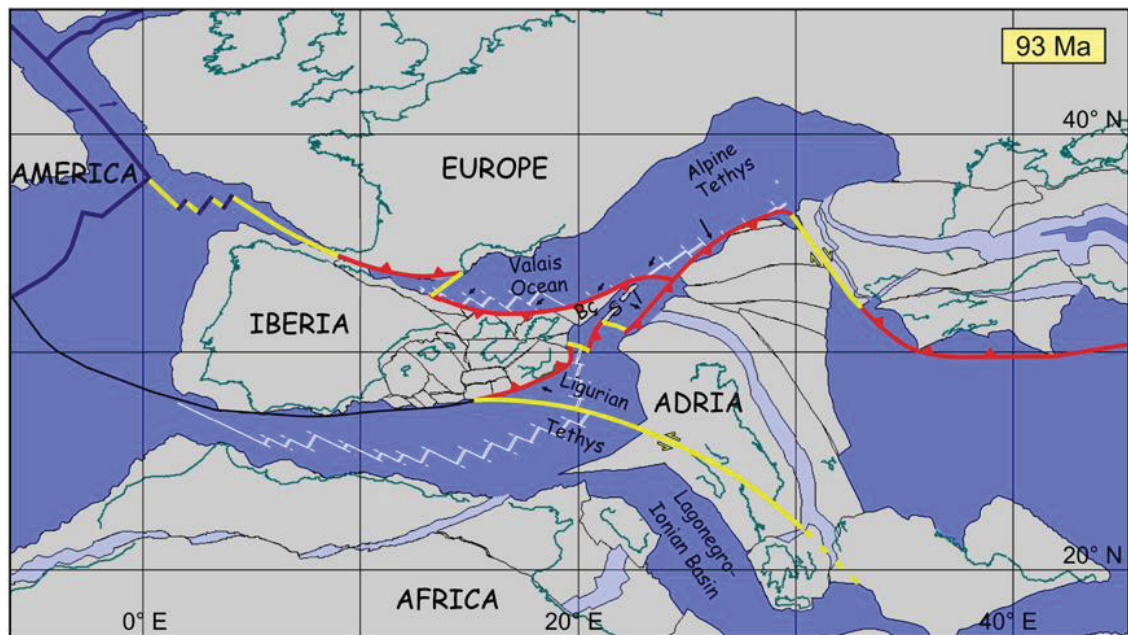


Fig. 2.14 - Ricostruzione paleogeografica dell'area Mediterranea nel Cretacico Superiore (Turoniano) (da Turco et al., 2012).

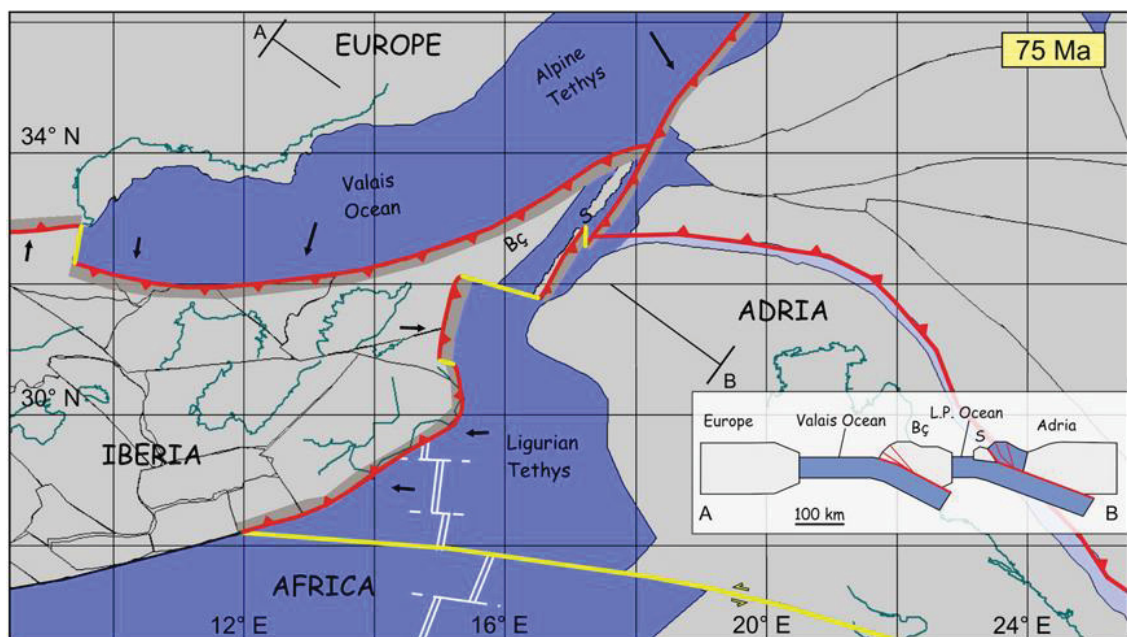


Fig. 2.15 - Ricostruzione paleogeografica dell'area Mediterranea nel Cretacico Superiore (Campaniano) (da Turco et al., 2012).

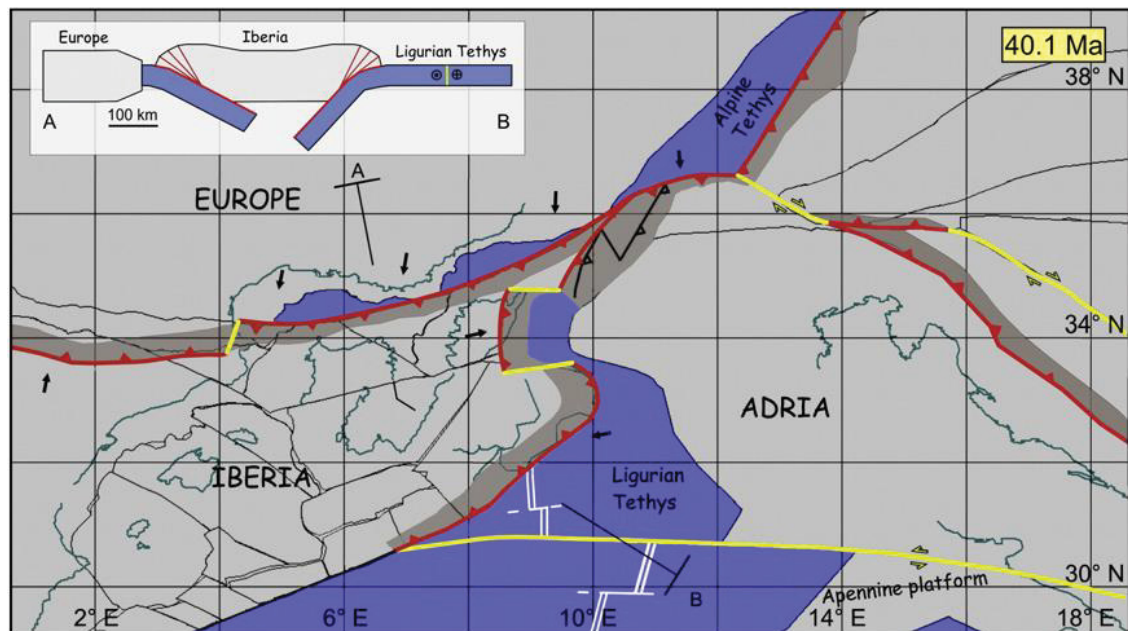


Fig. 2.16 - Ricostruzione paleogeografica dell'area Mediterranea nell'Eocene Medio (da Turco et al., 2012).

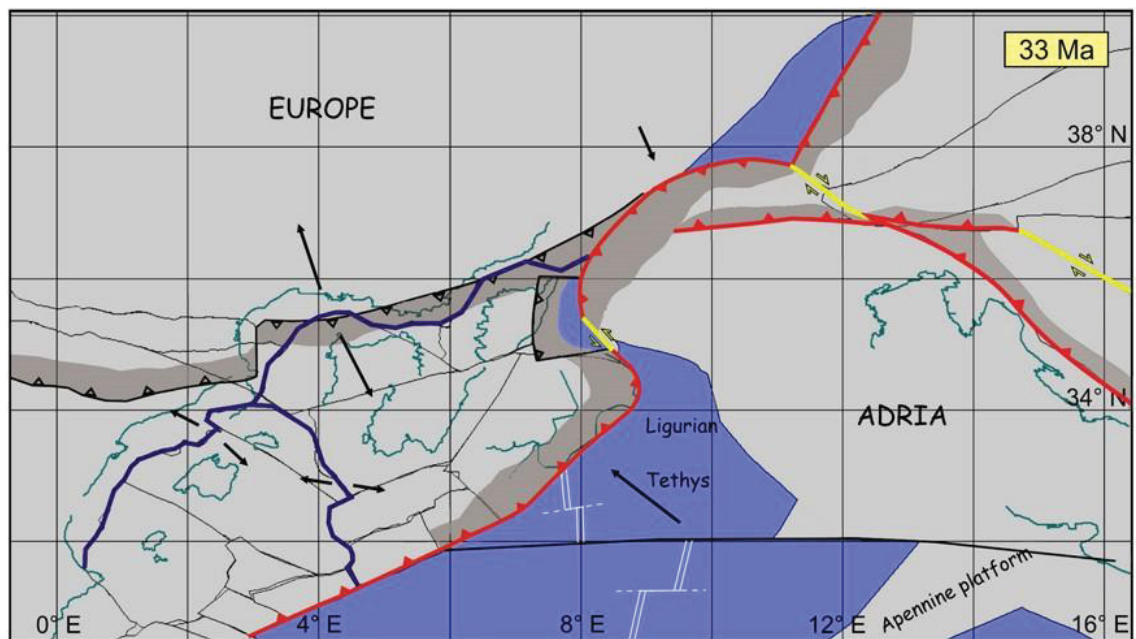


Fig. 2.17 - Ricostruzione paleogeografica dell'area Mediterranea nell'Oligocene Inferiore (da Turco et al., 2012).

La chiusura della Tetide Alpina (senso ampio) nelle ricostruzioni in accordo con il modello a due oceani sono, come già accennato, il risultato dei movimenti di microplacche indipendenti (Adria, Iberia, Alcapia, Alkapecia e Tiszia) poste tra Europa ed Africa (*Handy et al., 2010*). Il movimento di queste microplacche e la subduzione della litosfera oceanica, relativamente ad Africa ed Europa tra il Cretacico superiore e l'Oligocene Superiore, è essenzialmente sintetizzabile in due fasi temporali:



1. Tra 131 e 84 Ma fa si sarebbero verificate (Figg. 2.18 e 2.19): la chiusura del Bacino W Ligure per subduzione della litosfera oceanica verso SE sotto la microplacca Alcapecia; la chiusura dell'Oceano di Vardar che ha prodotto la collisione continentale tra Adria ed Alcapia originando la catena della Alpi Orientali e delle Dinaridi; la formazione di un margine trasforme ad andamento E-W con bacini di pull-apart tra Iberia ed Europa, che ha generato la microplacca indipendente Iberia, che contemporaneamente avrebbe ruotato in seguito all'apertura del Golfo di Biscaglia; infine, l'apertura del Bacino di Valais lungo il margine settentrionale della placca Europea.
2. Tra 84 e 35 Ma fa (Figg. 2.20, 2.21 e 2.22) si sarebbe verificata la chiusura del bacino di Valais, e dell'Oceano Piemontese per subduzione della sua litosfera oceanica sotto il margine di Adria; inoltre, si sarebbe verificato l'allargamento del bacino oceanico del Mar Ionio e la migrazione verso NW di Adria rispetto alla placca Africana. A queste fasi di chiusura è legata la formazione delle Alpi Centro-Occidentali e dei Pirenei.

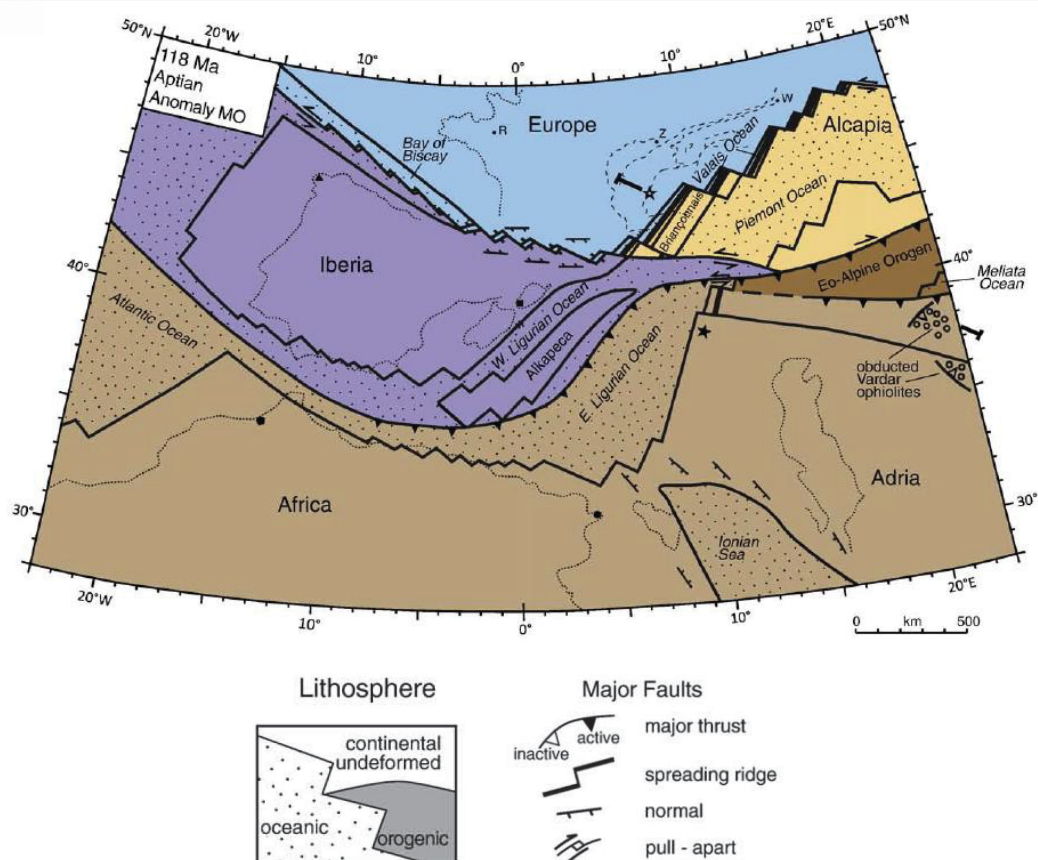


Fig. 2.18 - Ricostruzione paleogeografica dell'area Mediterranea nel Cretacico Inferiore (da Handy et al., 2010).

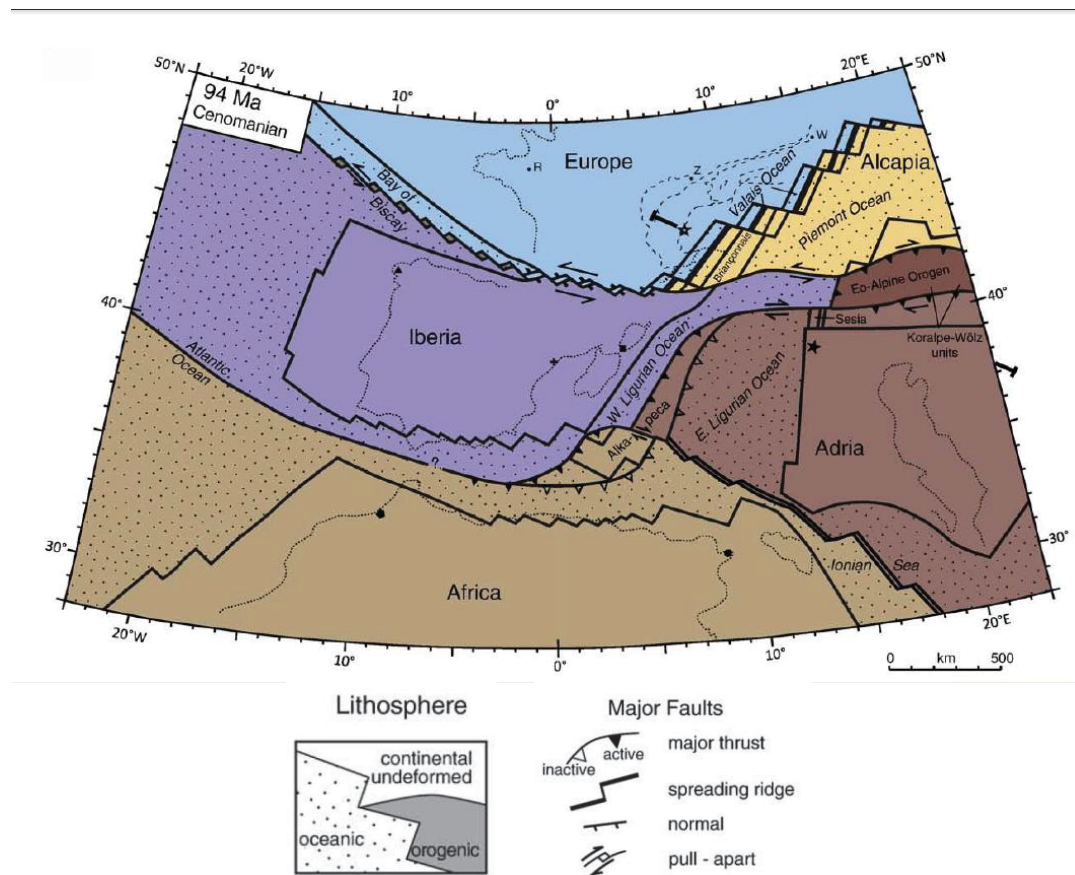


Fig. 2.19 - Ricostruzione paleogeografica dell'area Mediterranea nel Cretacico Superiore (da Handy et al., 2010).

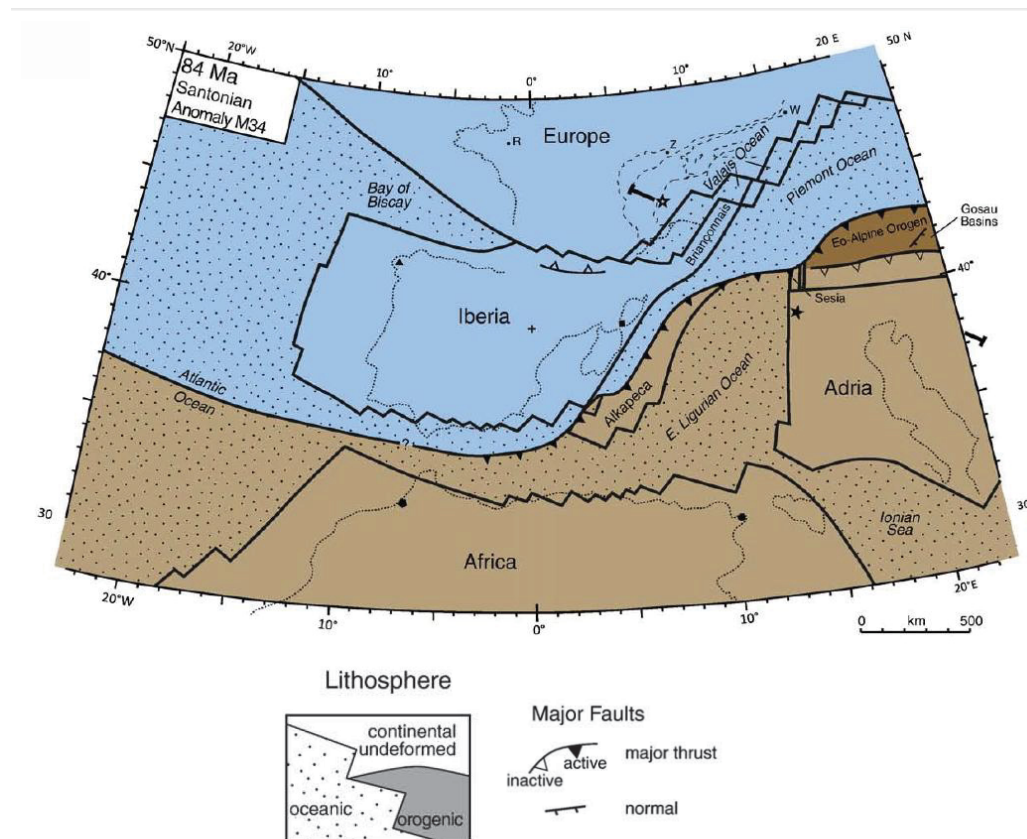


Fig. 2.20 - Ricostruzione paleogeografica dell'area Mediterranea nel Cretacico Superiore (da Handy et al., 2010).



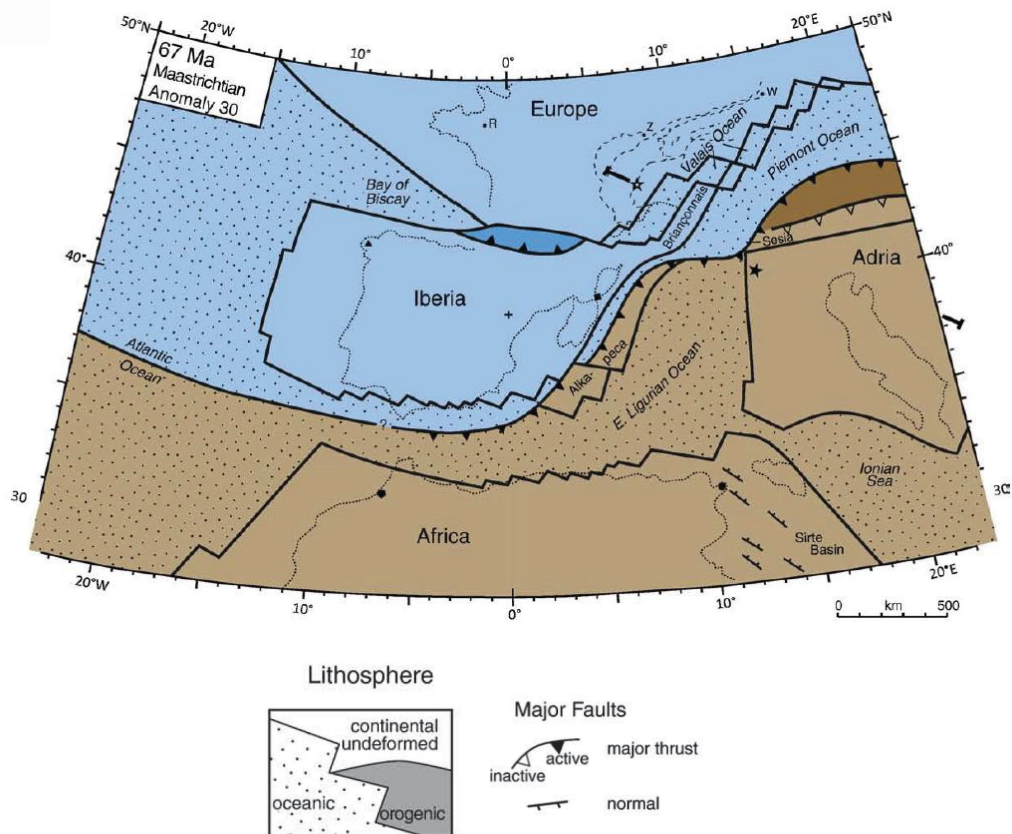


Fig. 2.21 - Ricostruzione paleogeografica dell'area Mediterranea nel Cretacico Superiore (da Handy et al., 2010).

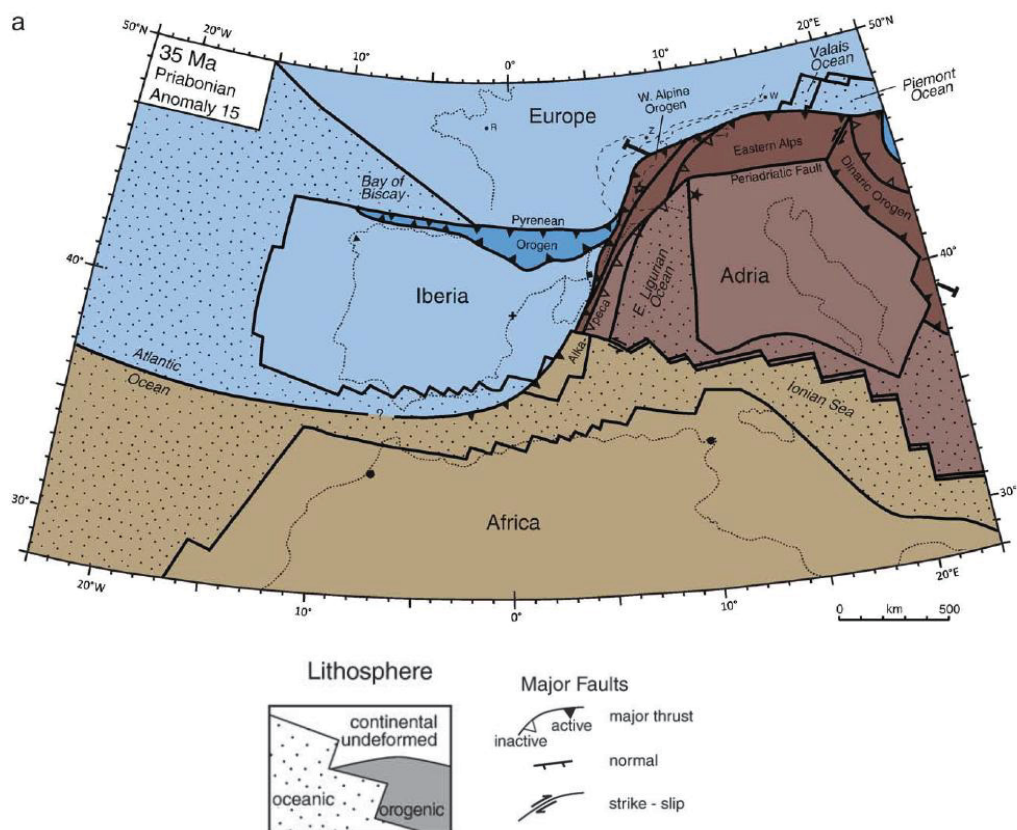


Fig. 2.22 - Ricostruzione paleogeografica dell'area Mediterranea nell'Oligocene Inferiore (da Handy et al., 2010).

2.2.4. Il rifting Algero-Provenzale, la rotazione del Blocco Sardo-Corso e l'apertura del Bacino del Tirreno

Nell'Oligocene (circa 32 Ma fa), gli stress compressivi che avevano determinato l'orogenesi Alpina furono sostituiti da regimi transtensivi ed estensionali di retro-arco legati, secondo diversi autori, alla collisione continentale stessa. Questa avrebbe provocato l'inversione della subduzione sotto la spinta verso N-NW dell'Africa (*Gueguen et al., 1998; Rosenbaum et al., 2002*), con la litosfera dell'oceano Ligure che cominciò a subdurre verso W-SW sotto il margine continentale Europeo, producendo un diffuso vulcanismo orogenico dall'Eocene all'Oligocene (*Savelli, 2002*) che ebbe il massimo sviluppo durante il Miocene (*Lustrino et al., 2009*). In risposta a questo nuovo regime tettonico dell'area Circum-Mediterranea, la regione Balearico-Provenzale fu interessata da fenomeni di rifting che portarono al distacco, da questa zona, di una grossa porzione del continente Europeo. La microplacca che si era così originata comprendeva a Nord-Est le attuali Sardegna e Corsica, ed a Sud-Ovest il complesso delle isole Baleari e tutta la fascia Alpina antistante compresa la Calabria e i monti Peloritani (CPT, Calabria-Peloritani Terrane; *Bonardi et al., 2001*). Per questo motivo in letteratura ci si riferisce a questo nuovo sistema subduittivo come sistema dell'Arco Calabro (*Carminati et al., 2012 e riferimenti citati*). Bisogna però tenere presente che la posizione reciproca di questi terreni è diversa in relazione a quale teoria di chiusura della Tetide Alpina durante il Mesozoico ci si riferisce (Fig. 2.23; *Alvarez e Shimabukuro, 2009 e riferimenti citati*). I dati geologico-regionali e paleomagnetici (*Edel et al., 2001*), indicano che il blocco Sardo-Corso, tra la fine dell'Oligocene e l'inizio del Miocene (24-20 Ma), cominciò a ruotare in senso antiorario ( $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$ ) con perno situato all'incirca nell'attuale Golfo di Genova, in conseguenza all'apertura del bacino Algero-Provenzale (21-15 Ma; *Rollet et al., 2002*) e muovere successivamente verso Est in conseguenza dell'apertura del bacino di retro-arco delle Baleari (*Vigliotti e Langenheim, 1995; Sèranne, 1999; Speranza et al., 2002; Gattacceca et al., 2007*). La rotazione del blocco Sardo-Corso durò circa 15 Ma e terminò nel Langhiano (13 Ma; *Speranza et al., 2002*), a seguito dell'arresto dell'apertura del bacino Ligure-Provenzale e di quello Balearico (Fig. 2.24). Nel Miocene superiore (circa 7-8 Ma) il processo di oceanizzazione si spostò a Est della Sardegna con l'inizio dell'apertura del bacino Tirrenico (*Carminati et al., 1998; Gueguen et al., 1998*), fenomeno che porterà alla separazione del blocco Calabro-Peloritano dal blocco Sardo-Corso e alla sua migrazione verso E.



In accordo con dati di paleomagnetismo, il blocco Calabro-Peloritano avrebbe subito una rotazione antioraria di circa  $50^\circ$  dall'Oligocene Superiore all'Attuale ed una rotazione oraria di circa  $20^\circ$  dal Miocene Superiore all'attuale (*Cifelli et al., 2007; Mattei et al., 2007; Vitale e Ciarcia, 2013*).

Essendo il tasso di convergenza tra le placche africana ed europea, tra il Cretacico Superiore e l'Attuale, relativamente basso, da 1-2 cm/anno in media negli ultimi 80 Ma fino a pochi mm/anno negli ultimi 20 Ma (*Derwey et al., 1989; Faccenna et al., 2001b*), la maggior parte della consunzione della litosfera oceanica è stata probabilmente guidata dal suo galleggiamento negativo, con il relativo arretramento del sistema avanfossa-flessura (*Malinverno e Ryan, 1986; Faccenna et al., 1996*). Il fronte di subduzione ha quindi subito una progressiva migrazione verso E, come indicato anche dall'età del magmatismo nel transetto Sardegna-Tirreno-Eolie (Fig. 2.25) che, come dimostrato da dati di geocronologia, ringiovanisce spostandosi da W ad E (*Argnani e Savelli, 1999*). Tutto questo processo sarebbe stato guidato dalla rapida subduzione e dal roll-back della porzione ligure della Tetide Alpina. Il roll-back dello slab e la conseguente migrazione verso E del nuovo fronte di subduzione dell'Arco Calabro, sono una conseguenza dell'instabilità gravitativa innescata dall'ingresso di materiale freddo e quindi più pesante all'interno del mantello, come indicato dagli studi sperimentali di Faccenna et al. (2001a), cui si aggiungono gli effetti della direzione del flusso di mantello rispetto alla direzione di discesa della litosfera oceanica Ligure sotto il margine europeo che, come sostenuto da vari autori (*Doglioni, 1991; Doglioni et al., 1999*), è di tipo W-direction e, di conseguenza, a causa della resistenza esercitata dal flusso di mantello, lo slab tende ad assumere col tempo una posizione quasi verticale e ad arretrare in roll-back (esattamente il contrario di quanto accade con subduzioni E-direction, come quella della litosfera oceanica Piemontese, in cui lo slab assume posizione quasi orizzontale poiché la sua discesa è concordante con il flusso di mantello).

## Oligocene-Miocene boundary — 4 models

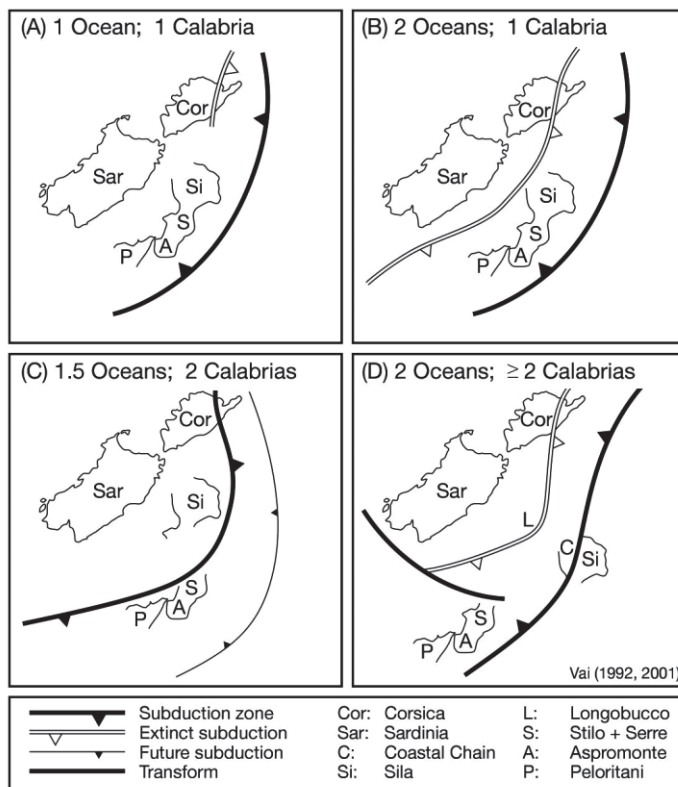


Fig. 2.23 - Schema delle possibili configurazioni dei margini di placca durante il Terziario medio-superiore nelle ipotesi della Calabria costituita da uno o due terreni, e limitata da uno o due oceani. In (C) "1.5 oceans" indica un unico oceano nella zona della Sila ma due oceani nella zona Stilo-Serre-Aspromonte-Peloritani.

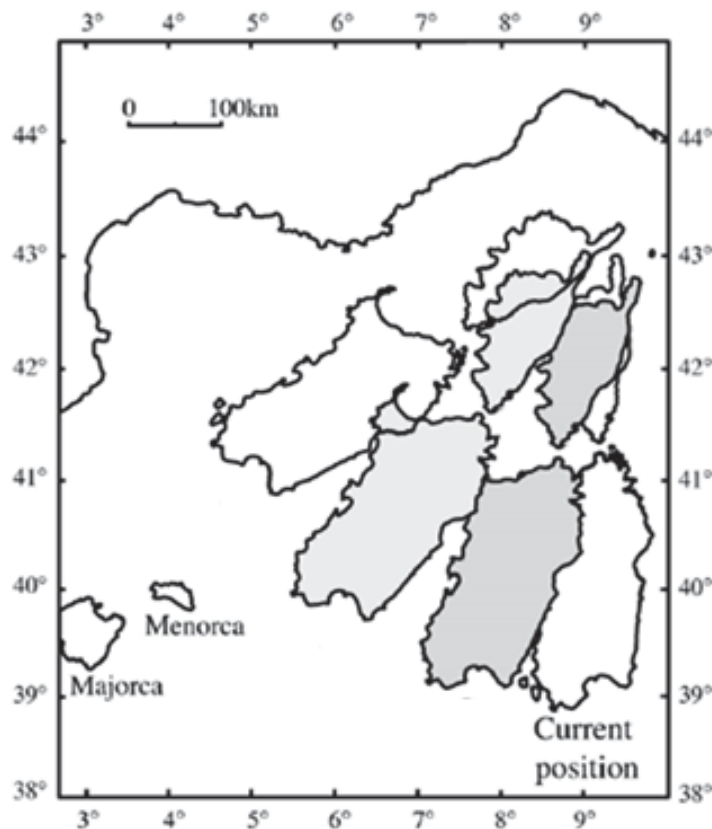


Figura 2.24 - Vari stadi della rotazione del blocco Sardo-Corso dalla posizione originaria a quella attuale (Gattacceca et al., 2007, modificata).

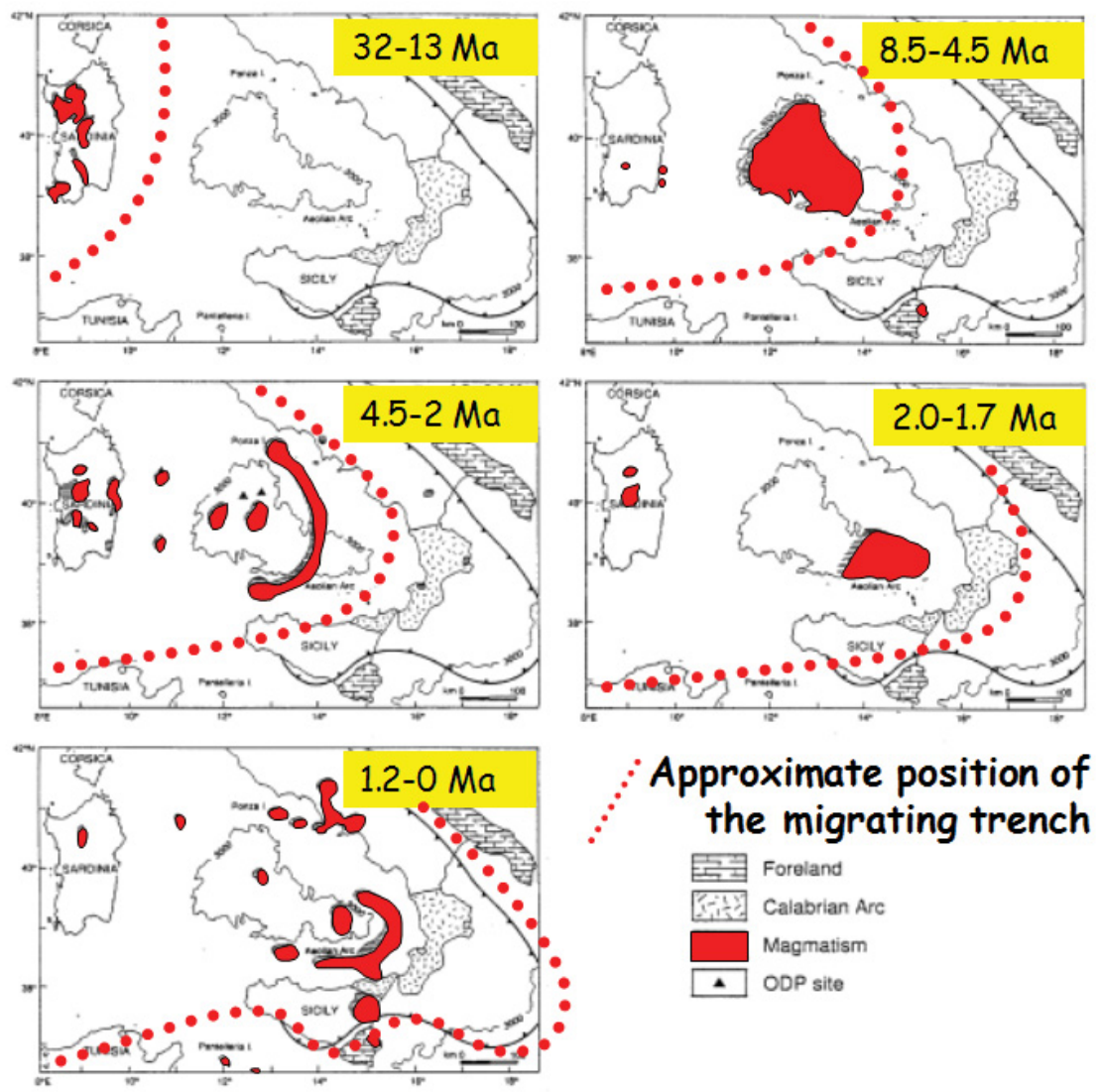


Fig. 2.25 – Evoluzione tettono-magmatica dell'area Tirrenica. L'età del magmatismo ringiovanisce con la migrazione verso E del margine di subduzione (modificata da Argani e Savelli, 1999).

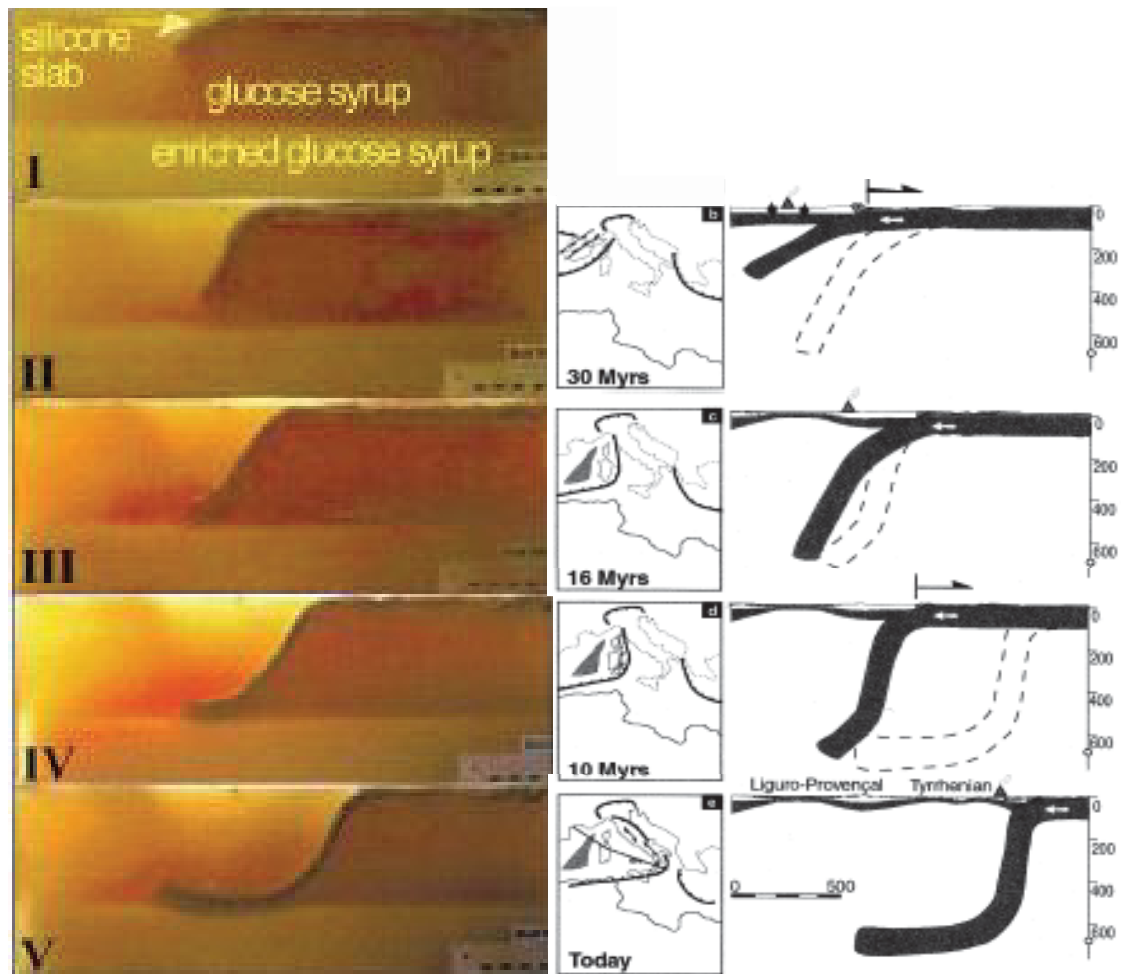


Figura 2.26 - Comparazione tra l'evoluzione paleogeografica e geodinamica del Sistema Subduttivo dell'Arco Calabro e un modello sintetico analogo, condotto utilizzando silicone e sciroppo di glucosio (modificata da Faccenna et al., 2001a).

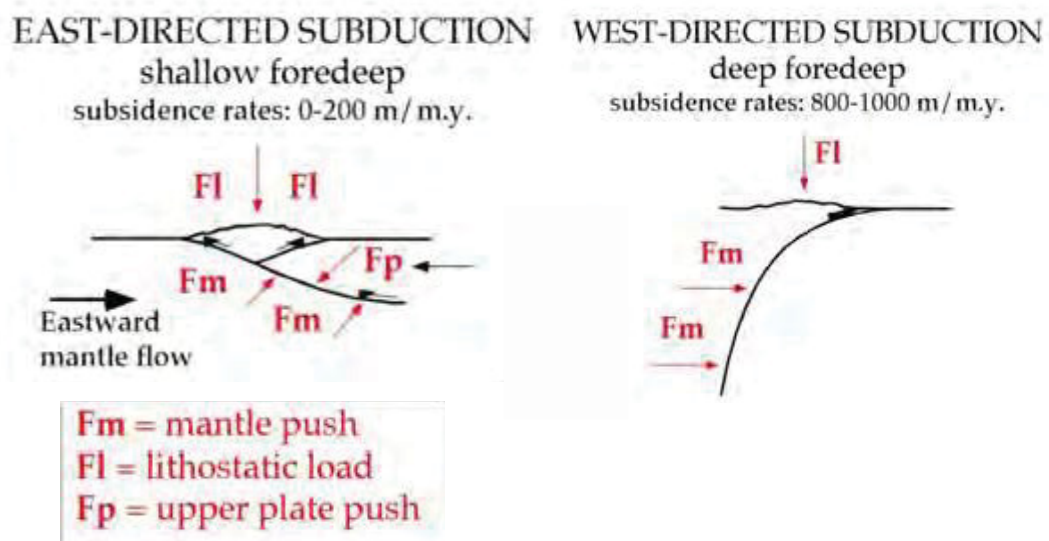
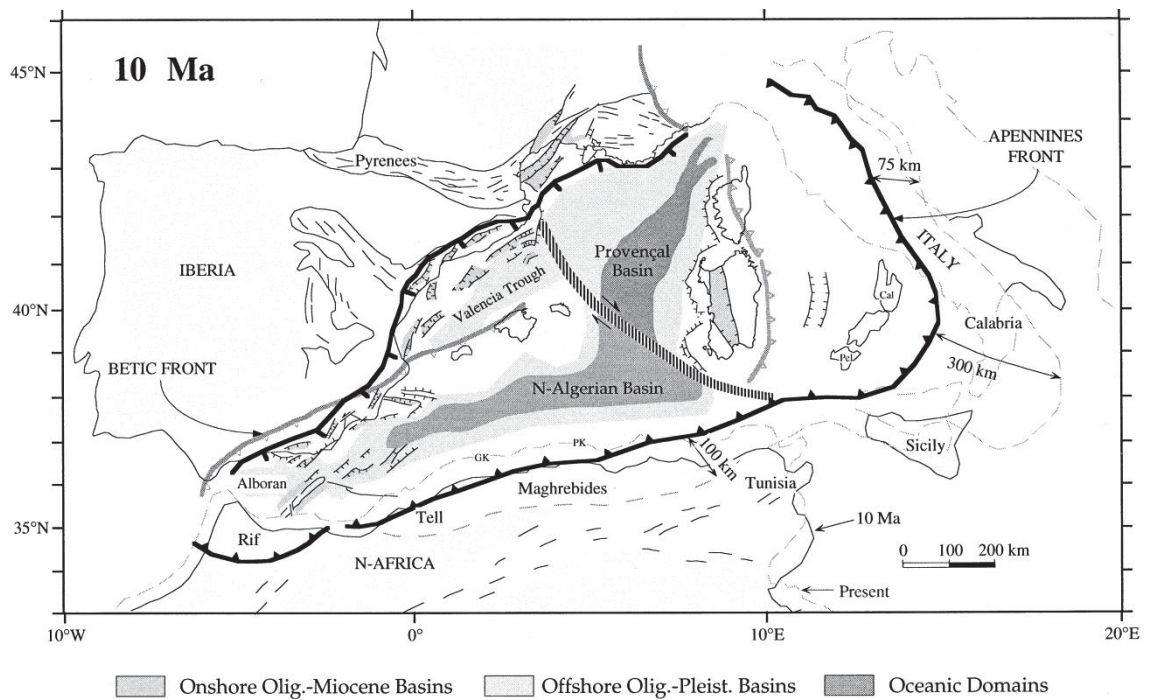
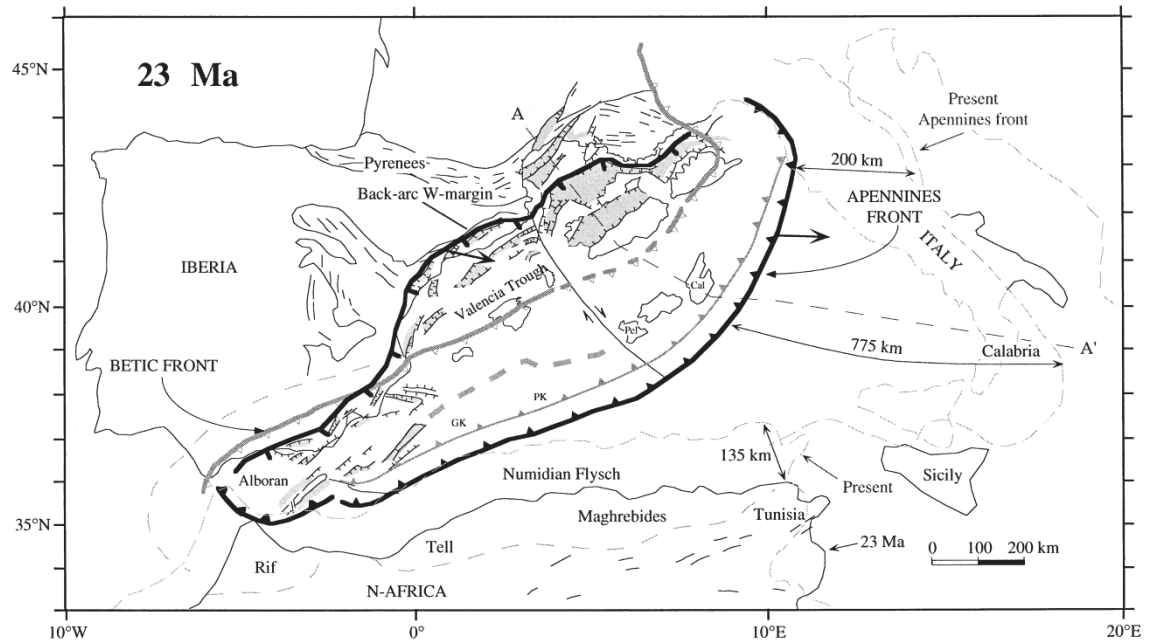


Figura 2.27 – Differenza tra le subduzioni W-direction ed E-direction (modificata da Doglioni, 1991).





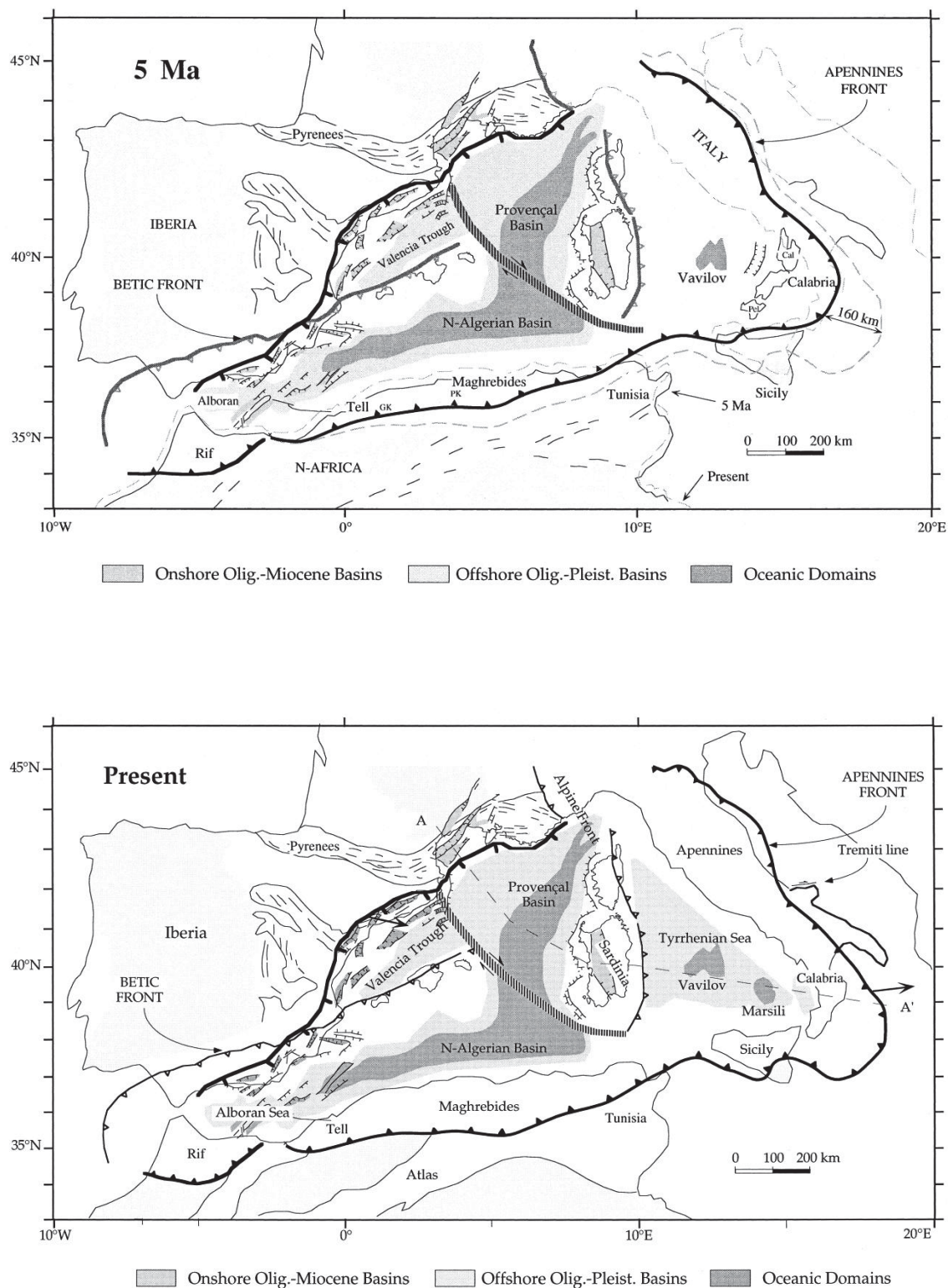


Figura 2.28 - Evoluzione paleogeografica del Mediterraneo Occidentale dall'Oligocene superiore all'attuale (da Gueguen et al., 1998).

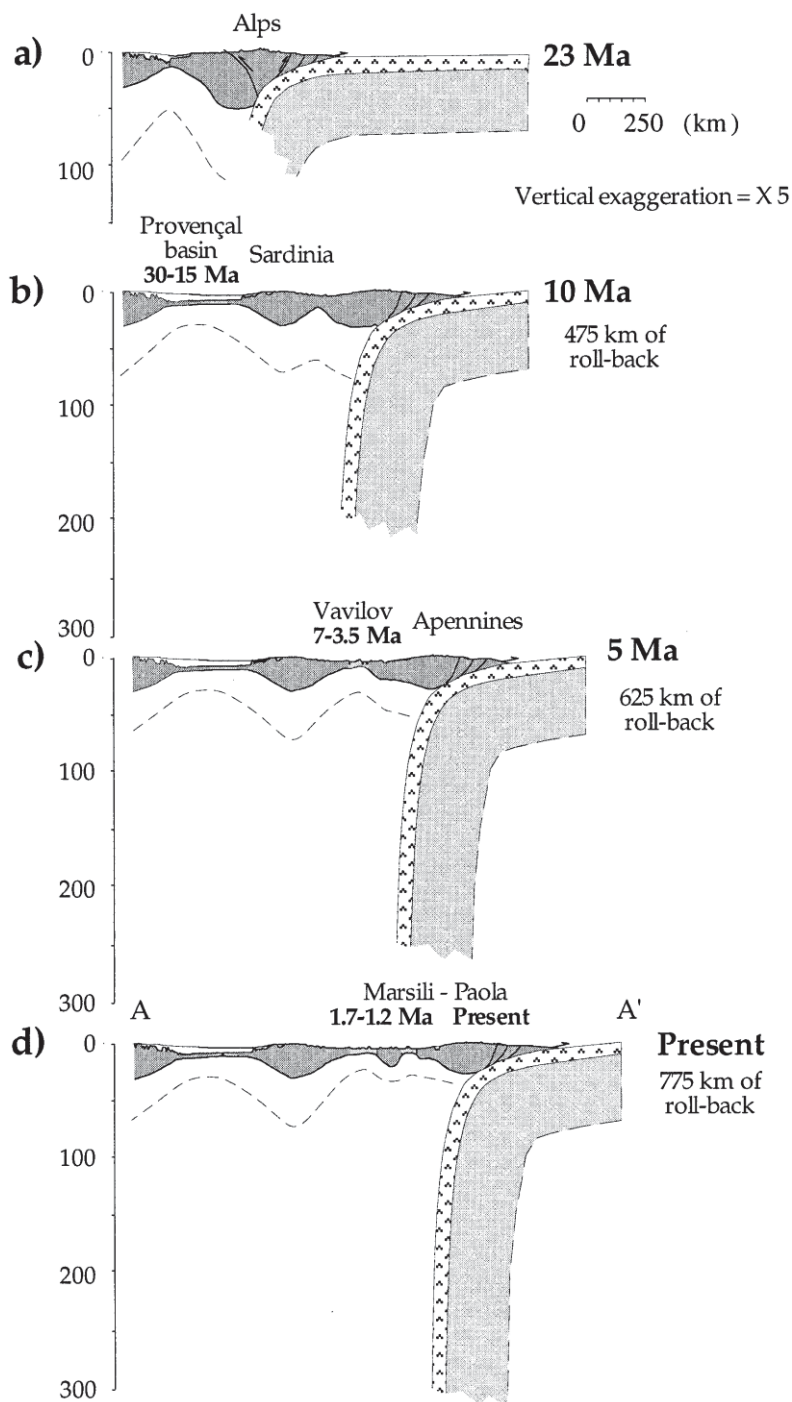


Figura 2.29 - Evoluzione del Mediterraneo Occidentale dall'Oligocene superiore all'attuale, in sezioni riferite alla paleogeografia della figura 2.31. A 23 Ma il blocco Sardo-Corso è ancora unito alla placca Europea. Sul margine Orientale è riconoscibile parte della catena Alpina precedentemente formata e brandelli di litosfera oceanica obdotti (ofioliti) durante la collisione tra la placca Africana e quella Europea. A 10 Ma il blocco Sardo-Corso separatosi dal continente Europeo ha terminato la sua rotazione antioraria verso Est, causata dalla contemporaneamente apertura del bacino di retro-arco Algero-Provenzale alle spalle dell'arco vulcanico impostato sul blocco Sardo-Corso. Ad Est in conseguenza della rotazione del blocco Sardo-Corso si verifica la collisione tra questo e la placca Africana, con l'inizio della formazione della catena Appenninica. A 5 Ma il Tirreno, nuovo bacino di retro-arco, è in piena fase di apertura: la subduzione si è spostata verso l'Adriatico con la catena appenninica che funge da nuovo arco vulcanico. Ciò porta allo sviluppo di vulcanismo e alla strutturazione finale della catena Appenninica. Attualmente la subduzione è ancora attiva sotto la catena della Sila e dell'Aspromonte (da Gueguen et al., 1998).



2.2.5. La costruzione di Alpi ed Appennini

Esistono diverse idee circa il timing del sollevamento delle catene Alpine ed Appenniniche.

Nell'interpretazione di Stampfli et al. (2002) le Alpi derivano dalla chiusura della Tetide Alpina, in seguito ad una subduzione verso Sud che termina per collisione nel corso dell'Eocene, mentre la Catena Appenninica si è sviluppata a partire dall'Oligocene superiore in seguito all'attivazione della subduzione verso W-NW del settore sudoccidentale della Tetide Alpina.

Nell'interpretazione di altri autori (*Derwey et al., 1989; Knott, 1994; Faccenna et al., 2001a, 2001b; Carmignani et al., 2004; Schettino e Turco, 2011*) la subduzione della Tetide Alpina verso Sud è in parte contemporanea alla subduzione verso Nord della porzione occidentale della Tetide Alpina e quindi la costruzione degli Appennini è in parte contemporanea e coeva a quella delle Alpi. La costruzione degli Appennini si sarebbe infatti sviluppata in due fasi temporalmente distinte, una coeva con la costruzione delle Alpi detta fase degli Appennini Antichi (*Alvarez, 1991*) ed una successiva, coeva con la costruzione delle Magrebidi, detta fase degli Appennini Giovani (*Alvarez, 1991*). Quest'ultima, che rappresenta la fase orogenetica principale, è stata caratterizzata da due fasi geodinamiche principali (*Derwey et al., 1989; Faccenna et al., 2001a*):

1. la prima fase si verificò tra l'Oligocene Superiore e il Miocene Medio, con l'apertura del Bacino di retro-arco Ligure-Provenzale e la separazione del blocco Sardo-Corso, che comportò un avvicinamento di litosfera continentale (il blocco stesso) alla microplacca Adria e quindi la formazione di un nuovo regime orogenico che causò parte del sollevamento della catena Appenninica (*Carmignani et al., 2001*) e di quella Magrebide-Siciliana (*Catalano et al., 2000*);
2. la seconda fase si verificò dal Tortoniano al Pleistocene, con l'apertura del Bacino di retro-arco Tirrenico che ha completato l'impilamento delle falde appenniniche (*Vitale e Ciarcia, 2013 e riferimenti citati*).

Gli eventi compressivi che hanno determinato la strutturazione dell'orogene Appenninico sembrerebbero essersi esauriti nel corso del Pleistocene (*Cinque et al., 1993*).

### 2.3. Assetto geologico - strutturale attuale

Come visto, il Bacino del mar Mediterraneo è composto da un complesso sistema di strutture compressive, trascorrenti ed estensionali (Fig. 2.30), generate principalmente dall'interazione tra la Placca Euroasiatica e la Placca Africana ed in minor misura dall'interazione di queste con la microplacca Iberica ed Araba. Il sistema orogenico del Mediterraneo (spesso indicato come Sistema Orogenetico Alpino; Fig. 2.31), viene normalmente suddiviso in tre aree principali (*Vannucci et al., 2004 e riferimenti citati*): il sistema del Mediterraneo Occidentale, quello del Mediterraneo Centrale e quello del Mediterraneo Orientale.

- Il sistema del Mediterraneo Occidentale è composto dalla microplacca Iberica, la Catena dei Pirenei, la Catena dell'Atlante (Marocco, Algeria e Tunisia occidentale), le isole Baleari e il bacino Mediterraneo occidentale.
- Il sistema del Mediterraneo Centrale è composto dalla catena delle Alpi, la catena degli Appennini, l'Arco Calabro-Peloritano, il Bacino Tirrenico, il Bacino Adriatico, il Bacino Ionico, le zone mobili di deformazione della Tunisia orientale e la Libia occidentale (Magrebidì).
- Il sistema del Mediterraneo orientale è composto dalla Catena Dinarica, dal sistema dell'Arco Ellenico (con l'isola di Creta), il Mar Egeo, il Bacino del Mediterraneo orientale, la Placca anatolica, la catena di Cipro e del Mediterraneo orientale (Libano, Israele, Egitto).

Ognuna delle catene orogenetiche presenti nel Mediterraneo (Fig. 2.32) differisce dalle altre per direzione ed età della subduzione, per tipologia di litosfera subdotta e/o obdotta, per profondità dello scollamento del basamento, per tipologia di attività magmatica, per tipo di depositi flyshoidi che hanno riempito le relative avanfosse. Al momento esistono tre zone di subduzione ancora attive nell'area del Mediterraneo, situate in corrispondenza dell'arco di Gibilterra, dell'arco Calabro e dell'arco Ellenico, ultimi frammenti di Tetide Alpina rimasti (*Speranza et al., 2012*). In queste tre zone è inoltre riconosciuto anche il roll-back dello slab, con la conseguente apertura di tre bacini di retro-arco che sono, il Mare di Alboran, il Mar Tirreno/Bacino Algero-Provenzale (in parte già oceanizzati) ed il Mar Egeo (Fig. 2.33). Inoltre, al momento esiste anche una zona di rifting continentale attivo, rappresentata dal Canale di Sicilia, ed una zona di trascorrenza attiva rappresentata dal sistema di faglie del Mar Morto.



Figura 2.30 - La figura mostra i toponimi delle principali strutture tettoniche compressive, trascorrenti ed estensionali, presenti nell'area Mediterranea. Abbreviazioni: NATF = North Anatolian Transform Fault; EATF = East Anatolian Transform Fault; G. and L. Caucasus = Greater and Lesser Caucasus, respectively; Tal = Talesh; AS = Apsheron Sill; MZT = Main Zagros Thrust; GKF = Great Kavir Fault; DhsF = Deh Sir Fault; DSF = Dead Sea Fault; AsF = Ashgabat Fault; KF = Kefallinia Fault. (da Vannucci et al., 2004).

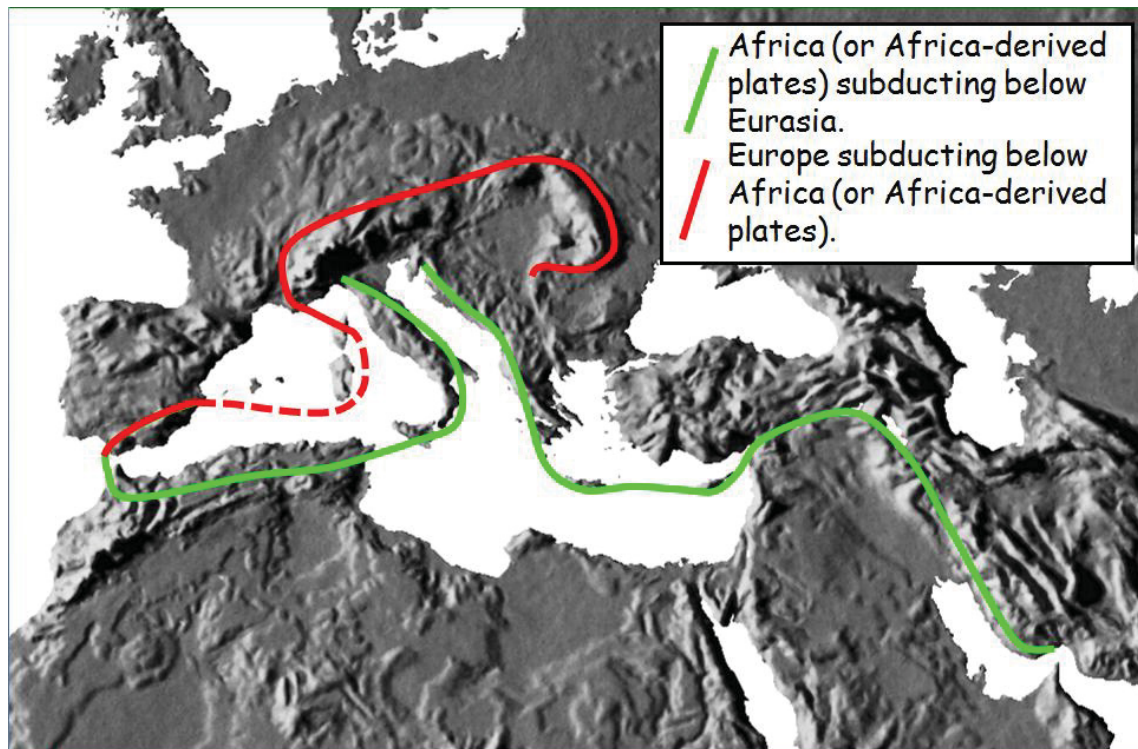


Figura 2.31 - La figura mostra la traccia delle catene orogeniche dell'area Mediterranea, distinte in funzione della litosfera in subduzione al momento della loro formazione. Le catene lungo la traccia rossa sono più vecchie di quelle lungo la traccia verde. La traccia verde rappresenta, inoltre, l'attuale limite tra la placca Europea e quella Africana, in questa regione (immagine prodotta da M. Lustrino).





Figura 2.32 - La figura mostra la distribuzione geografica delle principali catene orogeniche dell'area Mediterranea (immagine prodotta da M. Lustrino).



Figura 2.33 - La figura mostra la distribuzione geografica e la direzione delle tre zone di subduzione ancora attive nell'Area Mediterranea e della direzione di roll-back dello slab (immagine prodotta da M. Lustrino).

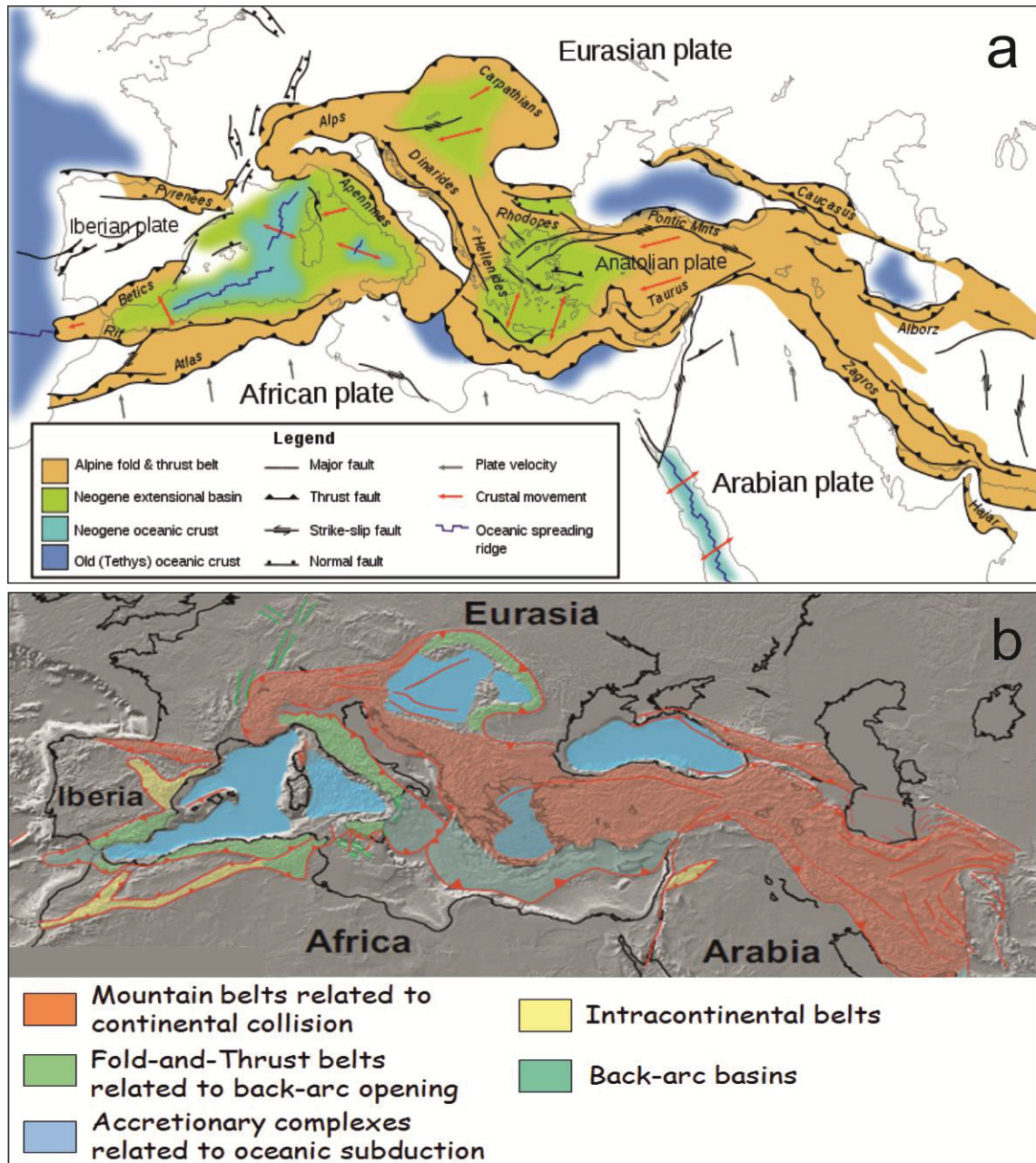


Figura 2.34 - Le due immagini (a) e (b), mostrano la distribuzione dei terreni che costituiscono, attualmente, i diversi settori dell'area Mediterranea. Nella figura (a) sono inoltre mostrati le attuali direzioni di spostamento della placche della regione (da Vannucci et al., 2004).

In figura 2.35 è mostrata una sezione litosferica dell'area Mediterranea ottenuta dai dati sismici prodotti nell'ambito del progetto TRANSMED III. Le mappe di tomografia sismica al di sotto della regione Mediterranea riferite a profondità di 550 km mostrano che esiste un'anomalia positiva nella velocità delle onde P nel mantello di transizione e che questa coincide con la posizione delle catene Orogeniche Mediterranee (Spakman e Wortel, 2004). Le sezioni di tomografia sismica invece, individuano un'estesa anomalia positiva regionale nella velocità delle onde P che persiste nell'intervallo di profondità compresa tra 450 e 650 km.



Questa anomalia viene indicata come una evidenza dello slab della Tetide Alpina distrutta durante il Mesozoico. Per convenzione questa enorme anomalia viene suddivisa in sotto-anomalie arealmente più piccole (Fig. 2.36). Inoltre, nelle sezioni di tomografia sismica si individuano anche delle anomalie positive più piccole e più superficiali, interpretate come l'evidenza degli slab subdotti nelle fasi orogenetiche più recenti (Fig. 2.46).

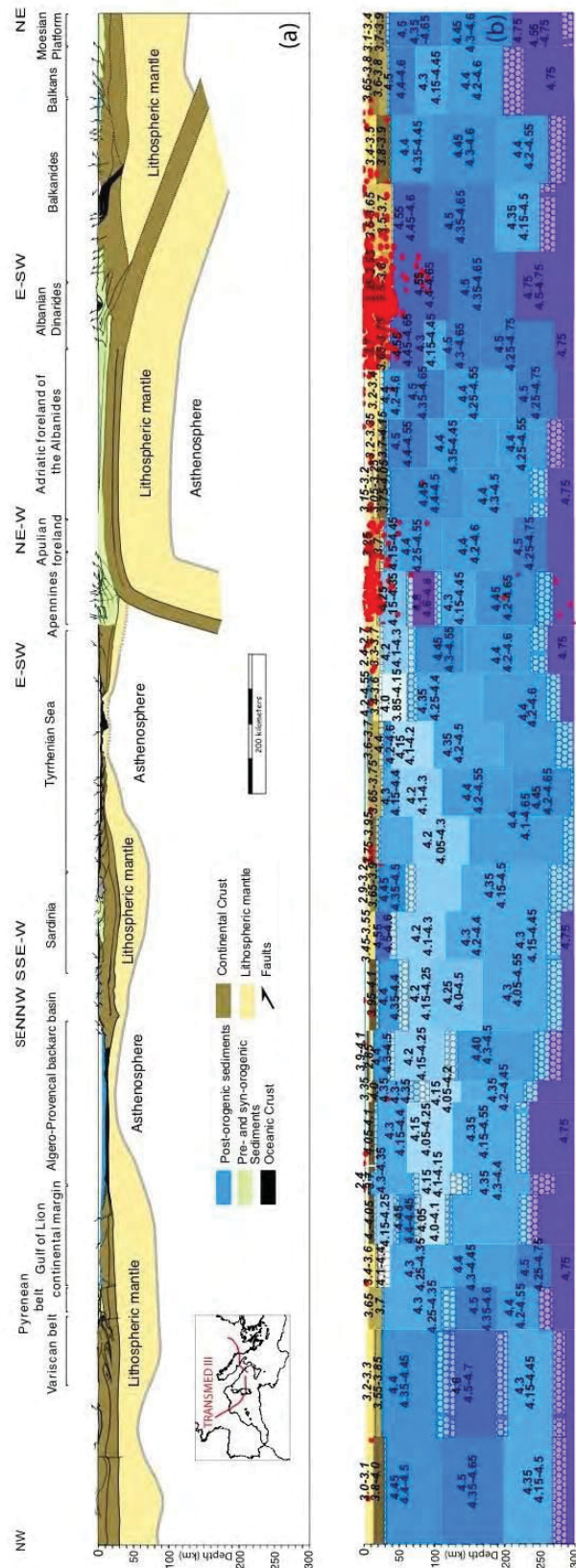


Fig. 2.35 (da Carminati et al., 2010) – (a) Sezione litosferica del Mediterraneo Centrale ottenuta dai dati del progetto TRANSMED III; (b) Sezione tomografica lungo il medesimo transetto, ottenuta tenendo conto dei volumi con sismicità uguale o maggiore a 3.0. Le velocità delle onde sismiche sono riportate in km/s.

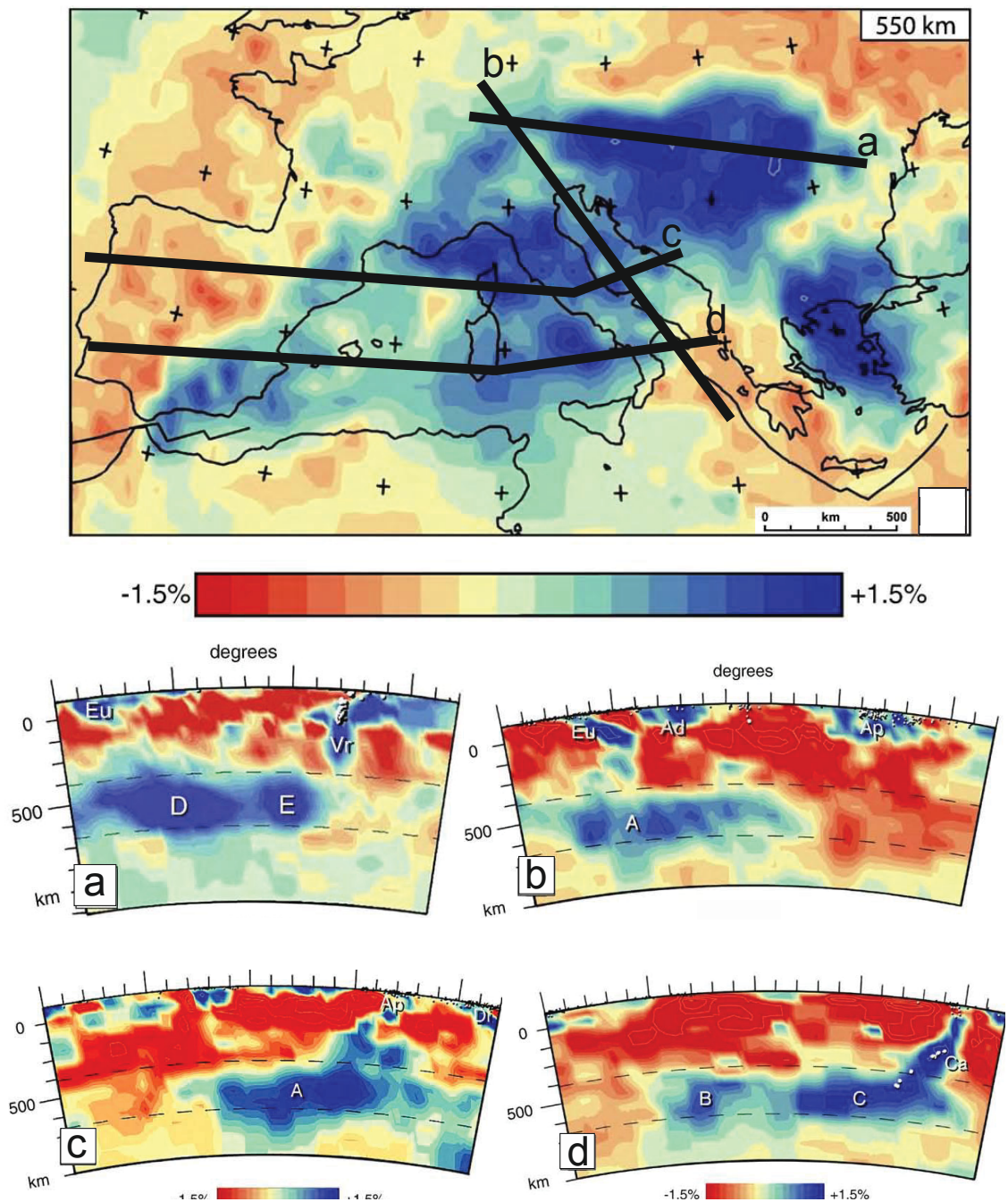


Fig. 2.36 – Mappa di tomografia sismica al di sotto della regione Mediterranea, riferita alla profondità di 550 km (da Spakman e Wortel, 2004). Gli inserti a, b, c, d sono invece delle sezioni di tomografia sismica riferite ai transetti studiati da Spakman e Wortel (2004): (a) transetto ESE–WNW dai Carpazi Meridionali alle Alpi Orientali; (b) transetto NW–SE dalle Alpi Orientali al Mar Ionio; (c) transetto NE–SW dalle Dinaridi alla Spagna Settentrionale; (d) transetto E–W dalla Calabria alla Spagna Meridionale. Sigle delle anomalie profonde (450–650 km): A = Western Alpine–Ligurian anomaly, B = Alboran anomaly, C = Calabrian–Southern Apennine anomaly, D = Eastern Alpine anomaly, E = Pannonian anomaly. Sigle delle anomalie rilevate a 300 km di profondità: Ad = Adriatic indenter, Ap = Apenninic slab, Ca = Calabrian slab, Di = Dinaric slab, Eu = Miocene–Recent European slab beneath Alps, Vr = Vrancea slab.

2.3.1. L'assetto attuale della Penisola Italiana

Dal punto di vista geologico-strutturale la Penisola Italiana è, come conseguenza dei movimenti tettonici realizzatisi dal Paleozoico ad oggi, caratterizzata dalla presenza di due sistemi orogenici, le Alpi e gli Appennini, e dalle rispettive avanfosse (Fig. 2.37). Le Alpi e gli Appennini mostrano caratteri geologici e strutturali molto differenti che evidenziano un'origine legata a due tipi di subduzione molto diverse (Carminati *et al.*, 2004). In accordo con il modello genetico delle avanfosse di Doglioni (1994), le catene orogeniche interessate da subduzione W-direction sono caratterizzate da uno scarso coinvolgimento di crosta profonda e quindi da scarso affioramento di rocce del basamento cristallino, da thrust pellicolari (thin skin tectonics), da avanfosse molto profonde e da bacini di retro-arco prodotti dalle instabilità derivanti dal roll-back della placca, che determina una propagazione delle deformazioni anche a collisione continentale cessata. Le catene orogeniche interessate da subduzione E-direction, invece, mostrano caratteristiche esattamente opposte, ovvero ampi affioramenti di rocce del basamento, avanfosse poco profonde, thrust profondi, e non posseggono un bacino di retro-arco associato. Applicando il modello di Doglioni (1994) al contesto mediterraneo, le Alpi hanno, oltre che un rilievo morfologicamente più elevato ed accidentato, una avanfossa Oligocenica molto superficiale, con spessori massimi dei depositi di circa 4 km, ed ampi affioramenti di rocce metamorfiche con impronta HP/LT, esattamente il contrario di quanto si osserva negli Appennini, che mostrano rilievi topografici e morfologici meno accentuati, una avanfossa Pliocenica molto profonda, con spessore massimo dei depositi di circa 8,5 km, limitati affioramenti di rocce metamorfiche con impronta HP/LT (in parte derivanti dalla fase orogenica Alpina), e posseggono un bacino di retro-arco rappresentato dal Mar Tirreno. Di conseguenza le Alpi deriverebbero da una subduzione approssimativamente E-direction mentre gli Appennini deriverebbero da una subduzione approssimativamente W-direction.



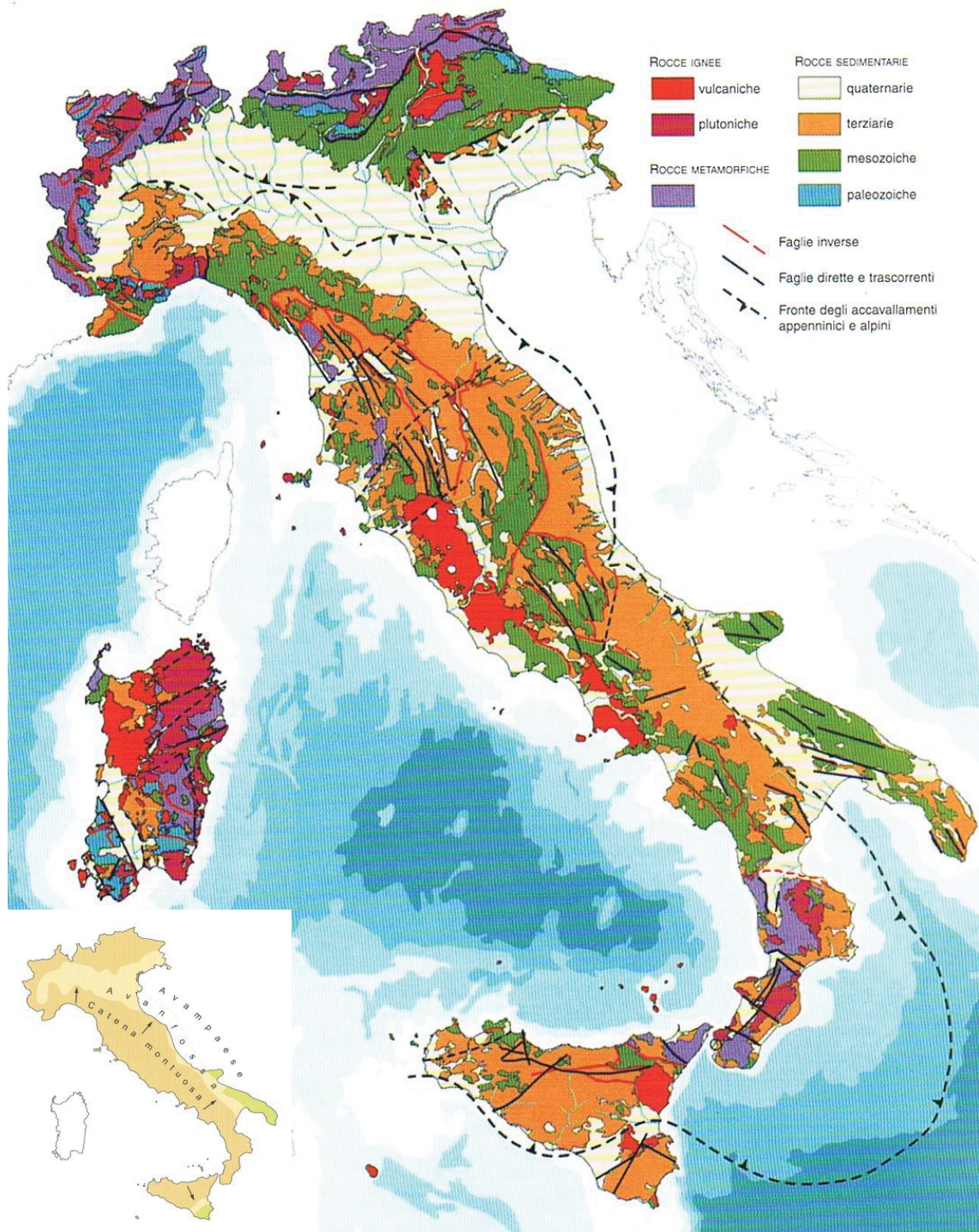


Fig. 2.37. Carta geologico-strutturale semplificata della Penisola Italiana (APAT, 2003). L'inserto in basso a sinistra mostra l'approssimativa geometria delle aree di catena, avanfossa ed avanpaese della Penisola.

La Penisola Italiana è una regione attualmente tettonicamente attiva, come testimoniato dalla distribuzione degli epicentri dei terremoti e dall'attività vulcanica nella sua parte meridionale. Il meccanismo focale dei terremoti registrati nelle Alpi e negli Appennini mostra un prevalente meccanismo estensionale (Fig. 2.38). I dati relativi alle anomalie gravimetriche (Fig. 2.39a) indicano la presenza di un marcato eccesso di massa in corrispondenza del Mar Tirreno, legato alla risalita del mantello litosferico innescato dall'apertura del bacino stesso, mentre è possibile notare la presenza di un forte difetto di massa in corrispondenza delle catene orogeniche delle Alpi e degli Appennini, dovuto al mancato raggiungimento dell'equilibrio isostatico per il recente impilamento delle falde delle due catene (*Mongelli, 1975*). I dati relativi al flusso di calore (Fig. 2.39b) mostrano che le aree a minore intensità (rispetto al valore medio del flusso di calore terrestre di  $60 \text{ mW/m}^2$ ) sono quelle dell'Avampaese Apulo, mentre le aree a maggiore intensità del flusso di calore si trovano in corrispondenza dell'Appennino Settentrionale con un massimo centrato in prossimità delle coste della Toscana e in corrispondenza del bacino del Mar Tirreno, in cui si registra un'ampia anomalia che racchiude anche la costa meridionale della penisola, dalla Campania alla Sicilia (*Della Vedova et al., 1984, 2001*). Gli spessori litosferici massimi registrati nell'area italiana (Fig. 2.40a), corrispondenti alle aree in cui si registrano le maggiori velocità delle onde sismiche S, si raggiungono nelle Alpi (130 km) e nel Mar Adriatico (110 km) mentre gli spessori litosferici minimi, corrispondenti alle aree in cui si registrano le minori velocità delle onde sismiche di tipo S, si collocano nel Mar Tirreno (25 km) e in Toscana. Questi valori, ovviamente, rispecchiano abbastanza fedelmente la profondità della Moho registrata tramite tecniche di sismica a rifrazione (Fig. 2.40b), che raggiunge la minime profondità nelle zone oceanizzate del Mar Tirreno (10 km), mentre è decisamente più profonda nelle aree di catena (35-40 km). Infine, i dati di tomografia sismica identificano (come già visto in precedenza) un corpo litosferico rigido all'interno del mantello tra 70 e 200 km di profondità (*Giacomuzzi et al., 2011*) posto sotto le catene di Alpi ed Appennini (*Spakman e Wortel, 2004; Giacomuzzi et al., 2011*).



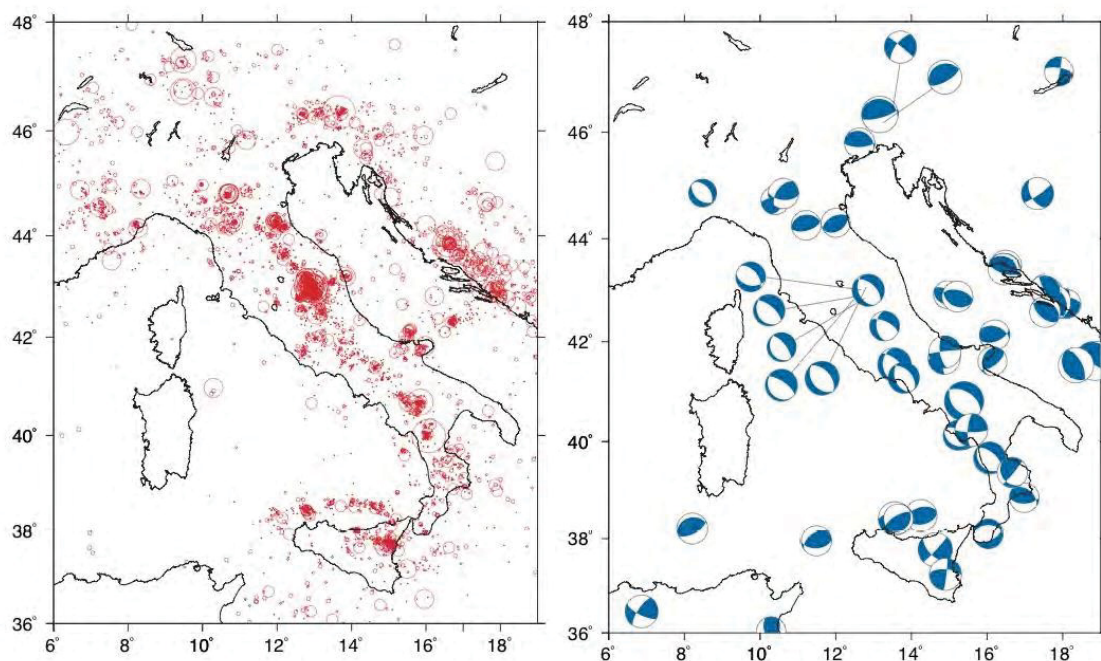


Fig. 2.38 – Posizione degli ipocentri e soluzione del meccanismo focale dei terremoti registrati in Italia tra il 1989 ed il 1998 con magnitudo superiore a 2.5 e collocati nei primi 40 km di profondità (da Carminati et al., 2010).

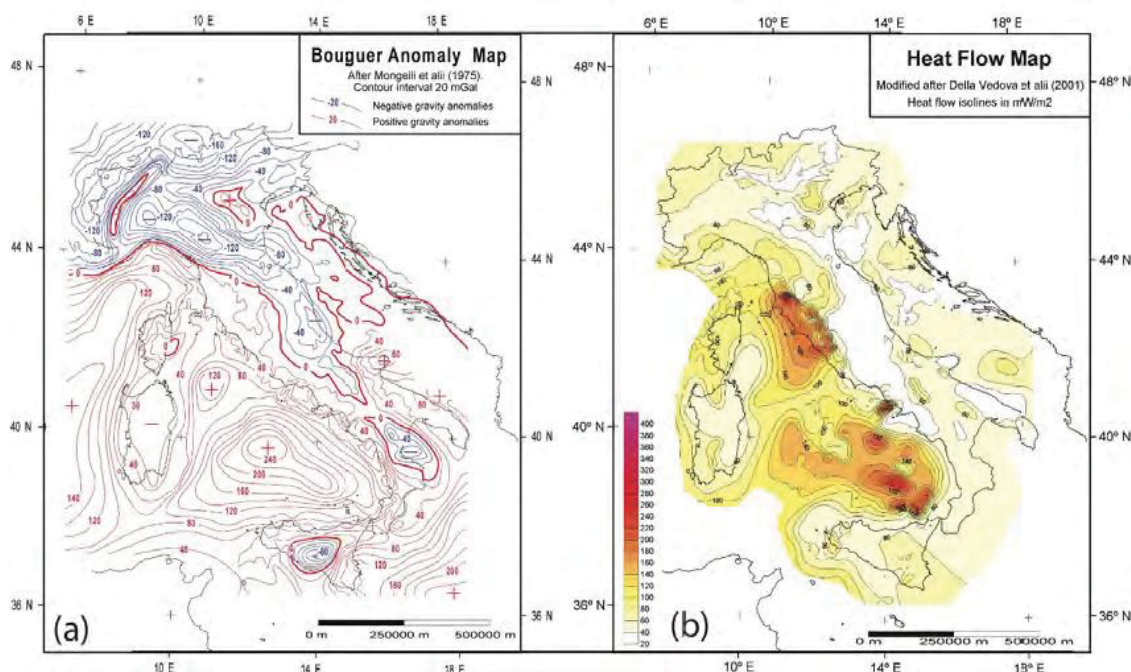


Fig. 2.39 – (a) Mappa della anomalia di Bouguer (da Mongelli, 1975) e (b) mappa del flusso di calore della penisola Italiana (da Della Vedova et al., 2001).

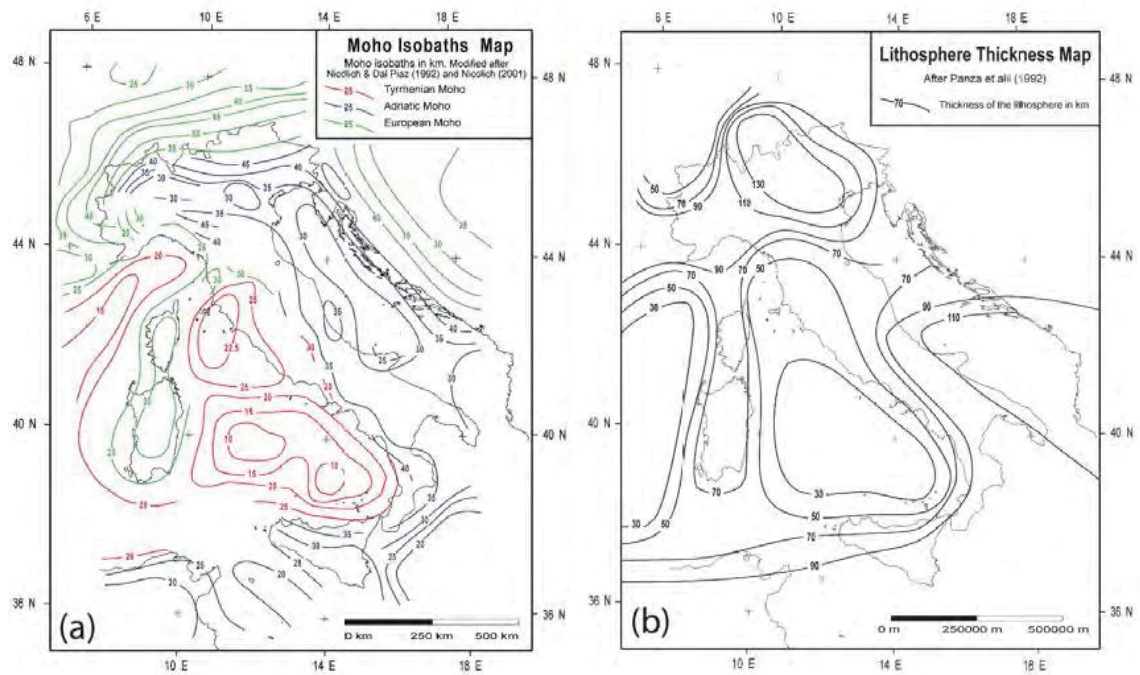


Fig. 2.40 – (a) Profondità della Moho e (b) spessore litosferico nella Penisola Italiana (da Scrocca et al., 2003).

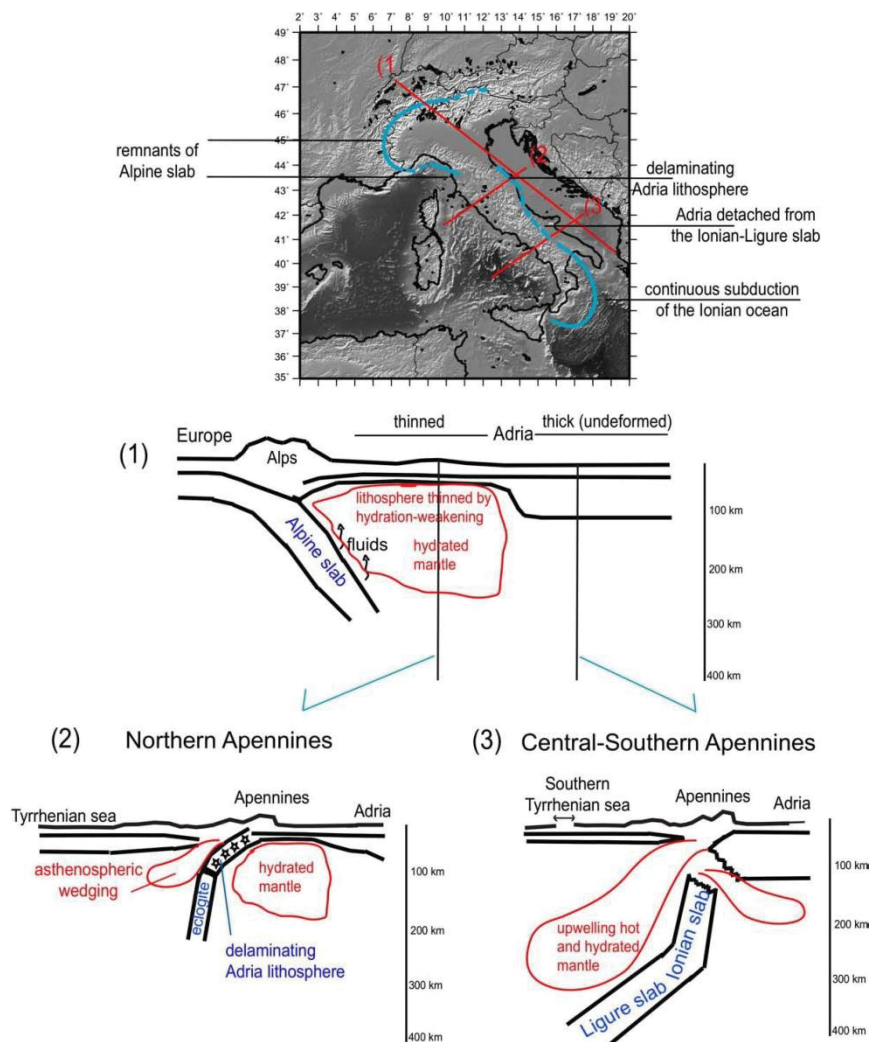


Fig. 2.41 – Sezioni schematiche che mostrano la differenti strutture del mantello al di sotto della penisola Italiana, rilevate tramite immagini di tomografia (da Giacomuzzi et al., 2011).

### 2.4. Magmatismo dell'area circum-Tirrenica

L'area circum-Tirrenica è un luogo d'intensa attività magmatica. Negli ultimi 300 Ma si riconosce, infatti, una grande varietà di litologie ignee messe in posto sia su crosta continentale spessa e assottigliata, sia su crosta oceanica, con un acme di attività tra 30 Ma e l'attuale. I dati geocronologici mostrano che più dell'80 % delle rocce ignee dell'area circum-Tirrenica è più giovane di 5 Ma. Il magmatismo è fortemente controllato dalle discontinuità a scala litosferica come chiaramente evidenziato dagli allineamenti di affioramenti di rocce ignee Cenozoiche delle Alpi e da processi geodinamici attivi come osservato in Sicilia e lungo la Penisola. Di seguito saranno descritti i caratteri petrologici, geochimici ed isotopici essenziali delle rocce ignee affioranti nell'area circum-Tirrenica e sarà presentata una panoramica sulle ipotesi genetiche e le implicazioni geodinamiche del magmatismo in questione.

#### 2.4.1. Caratteri petrologici, geochimici ed isotopici

I prodotti ignei dell'area circum-Tirrenica, sia effusivi sia intrusivi, mostrano un ampio range composizionale (*Ellam et al., 1989; Beccaluva et al., 1991; Civetta et al., 1998; De Astis et al., 1997, 2000; Lustrino et al., 2000, 2004; Conticelli et al., 2002, 2004; Peccerillo, 2002, 2004, 2005; Poli et al., 2003; Francalanci et al., 2004*), da basico ad acido (Fig. 2.42) da subalcalino (calcalcalino e tholeitico) ad alcalino (sodico, potassico ed ultrapotassico), da fortemente sottosaturo a soprassaturo in silice (Fig. 2.43). L'affinità petrochimica del magmatismo di quest'area mostra una certa variabilità regionale. Rocce tholeiitiche ed alcalino-sodiche sono documentate in Sardegna (*Lustrino et al., 2000, 2004*), in alcuni seamount del Mar Tirreno (*Trua et al., 2003, 2004*) e in Sicilia (*Calanchi et al., 1989; Esperança and Crisci, 1995; Beccaluva et al., 1998; Civetta et al., 1998; Trua et al., 1998*). Rocce calcalcaline e shoshonitiche sono presenti in tutto l'arco delle isole Eolie (*Francalanci et al., 2004*), in Sardegna (*Morra et al., 1994, 1997*) e nell'area napoletana (*D'Antonio e Di Girolamo, 1994; D'Antonio et al., 1999a e b*). Rocce potassiche ed ultrapotassiche (inclusi lamproiti, kamafigiti e leucititi), rappresentano la grande maggioranza delle litologie affioranti lungo la penisola italiana (*Conticelli e Peccerillo, 1992; Conticelli et al., 2002, 2004; Peccerillo e Turco, 2004*). Accanto a questi litotipi comuni, sono presenti anche rocce magmatiche decisamente più esotiche come melilititi e carbonatiti al Monte Vulture e rocce ascrivibili a sequenze ofiolitiche più o meno tipiche nelle Alpi e negli Appennini (*Piccardo, 2003; Rampone, 2004*). Oltre a queste rocce relativamente giovani sono conosciuti anche i prodotti di un magmatismo calcalcalino e shoshonitico di Età Ercinica e post-Ercinica, testimoniato dalle rocce



intrusive della Corsica, della Sardegna, della Calabria e delle Alpi (*Lustrino, 2000*). Studiando attentamente le concentrazioni e i rapporti tra elementi in traccia delle rocce mafiche dell'area circum-Tirrenica, si è osservato che essi presentano una certa variabilità regionale. Si è osservato che le rocce Plio-Quaternarie della Sardegna, alcuni seamount del Tirreno, le rocce della Sicilia orientale (Etna-Iblei) e del Canale di Sicilia, posseggono bassi rapporti LILE/HFSE e LREE/HFSE, mentre le rocce dell'arco Eolico, quelle della Penisola, alcuni seamount del Tirreno e le rocce Oligo-Mioceniche della Sardegna posseggono alti rapporti LILE/HFSE e LREE/HFSE. Tuttavia, è stato anche notato che esistono dei trend differenti tra le rocce appartenenti ad uno stesso gruppo e che ciò è strettamente legato alla posizione geografica (Fig. 2.44a e 2.44b). Le rocce della Sicilia, del Canale di Sicilia e le Plio-Quaternarie della Sardegna posseggono un pattern di distribuzione degli elementi in traccia incompatibili a campana, con picchi positivi in Nb e Ta e dei picchi negativi in K e Rb (Fig. 2.45). Al contrario le rocce dell'arco delle Eolie, le rocce Oligo-Mioceniche della Sardegna e le rocce della Penisola, mostrano un pattern fortemente arricchito in LILE (con un forte picco positivo in Pb) ed impoverito in HFSE. Dal punto di vista delle composizioni isotopiche di Sr e Nd, le rocce ignee dell'area circum-Tirrenica definiscono dei trend abbastanza lineari, che vanno dai MORB a quelli della crosta continentale superiore. Queste rocce mostrano un continuo incremento del rapporto  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ed un continuo decremento del rapporto  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  muovendosi da Sud verso Nord (Fig. 2.46). Le shoshoniti e i lamproiti della Toscana posseggono i valori più radiogenici di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $\sim 0,717$ ) e quelli meno radiogenici di  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $\sim 0,5121$ ) e questi valori sono molto vicini a quelli della crosta continentale (Fig. 2.47), nonostante queste rocce siano indubbiamente mafiche (Cr = 500-700 ppm; Ni = 300-350 ppm; Mg# = 70-75). Le rocce potassiche ed ultrapotassiche della Penisola posseggono rapporti isotopici  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,705-0,710$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5127-0,5122$ , intervalli compresi tra i valori del BSE (Bulk Silicate Earth) e quelli della crosta superiore. Le rocce della Sicilia orientale (Etna e Iblei), quelle del Canale di Sicilia e tutte le rocce del Tirreno Meridionale posseggono i valori meno radiogenici di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $< 0,7039$ ) e quelli più radiogenici di  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $> 0,5128$ ). I rapporti  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  tendono a decrescere muovendosi dai centri vulcanici meridionali verso quelli settentrionali con un trend praticamente lineare (Fig. 2.48). Tuttavia, se comparate con le composizioni isotopiche di Sr e Nd, le composizioni isotopiche del Pb descrivono trend più complessi (Fig. 2.49).

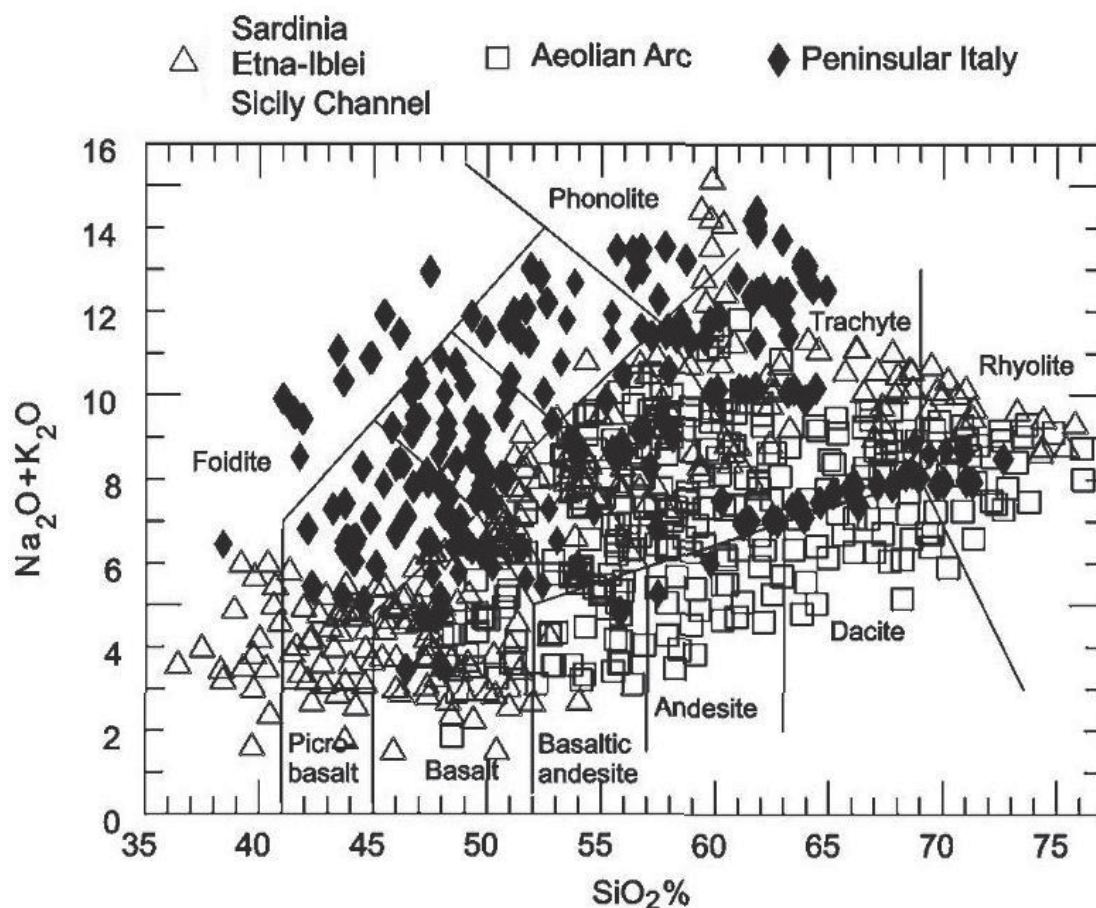


Figura 2.42 - Diagramma di classificazione TAS per le rocce ignee dell'area circum-Tirrenica (da Peccerillo e Lustrino, 2005).

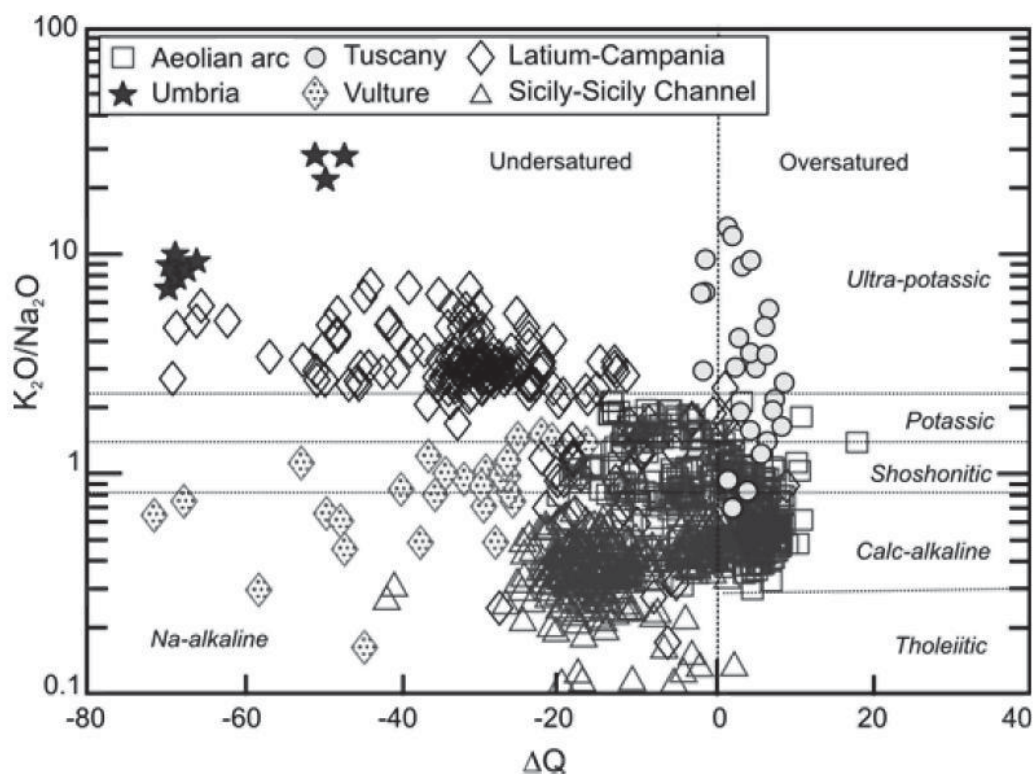


Figura 2.43 - Diagramma di classificazione  $\Delta Q$  vs.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  per le rocce ignee dell'area circum-Tirrenica (da Peccerillo, 2005).



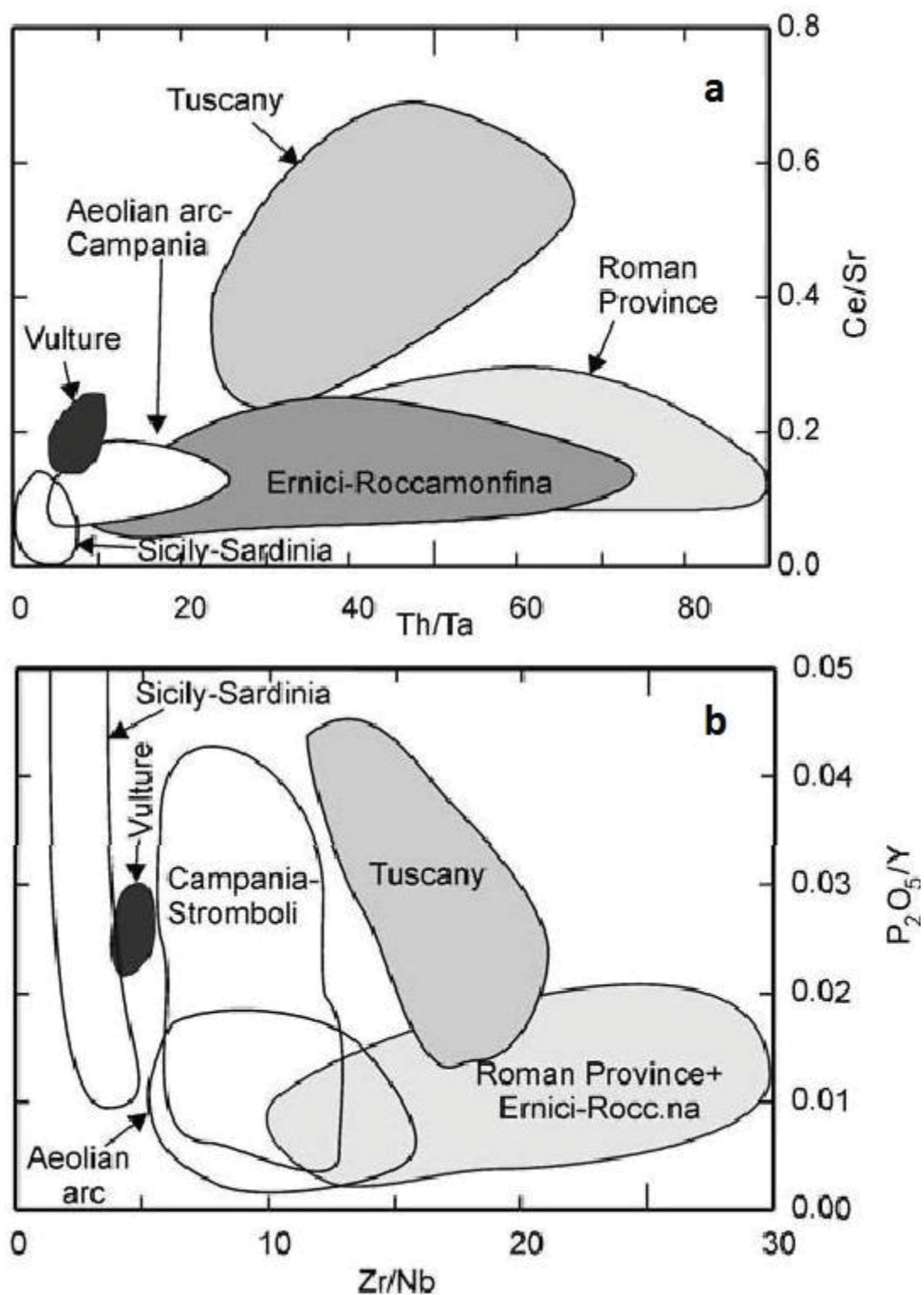


Figura 2.44 - Diagramma Th/Ta vs. Ce/Sr (a) e Zr/Nb vs.  $P_2O_5/Y$  (b) per le rocce ignee dell'area circum-Tirrenica (da Peccerillo e Lustrino, 2005).

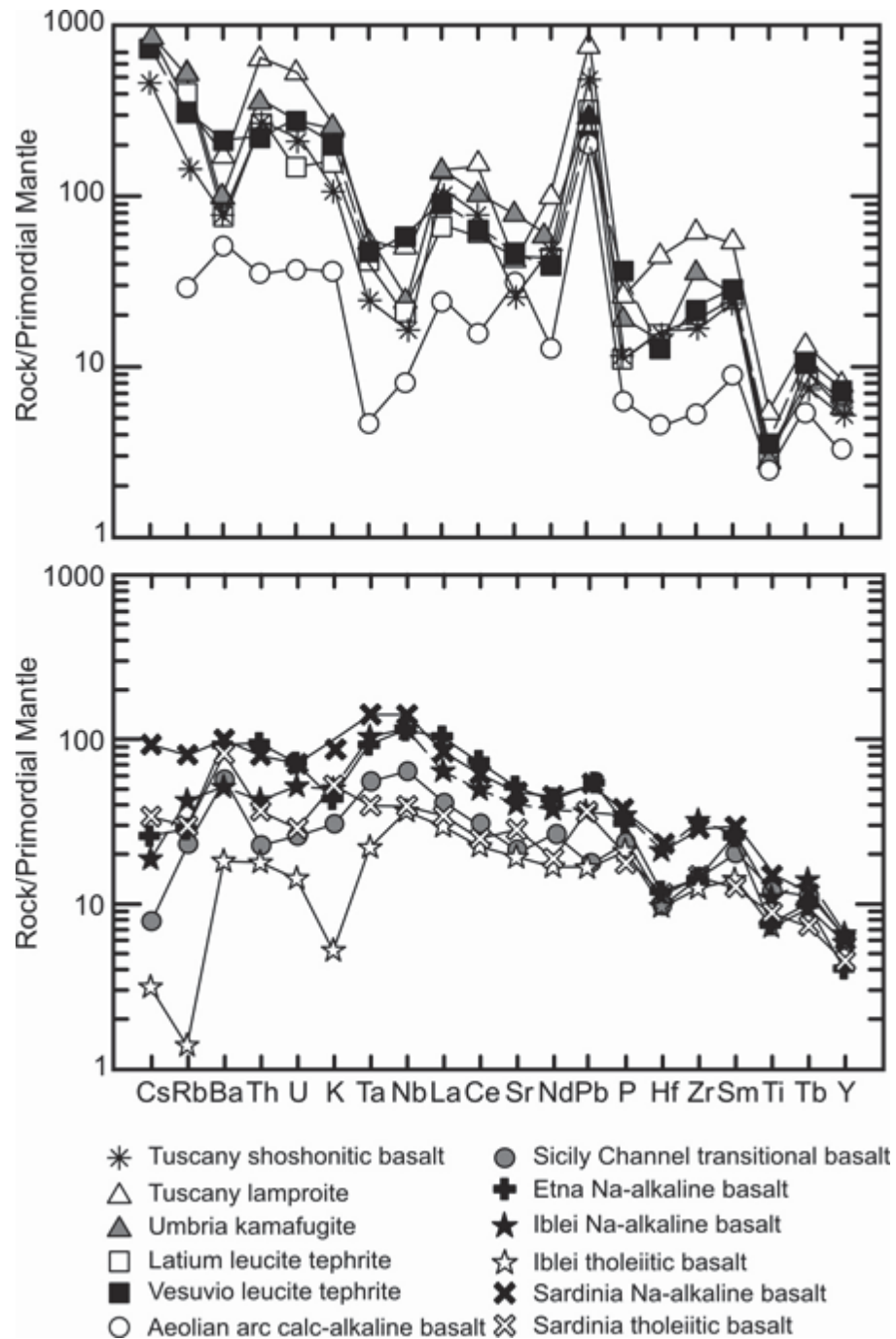


Figura 2.45 - Pattern di distribuzione degli elementi in traccia incompatibili normalizzati al mantello primitivo, di alcune rocce ignee rappresentative dell'area circum-Tirrenica (da Peccerillo, 2005).

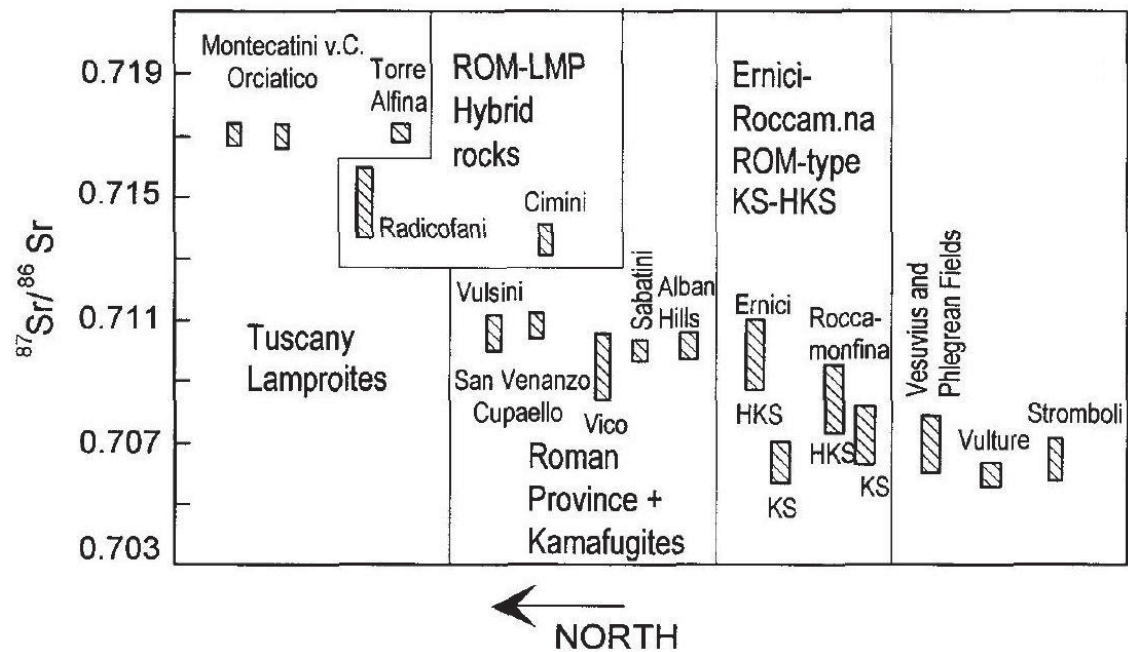


Figura 2.46 - Variazione con la latitudine del rapporto isotopico  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  delle rocce mafiche dell'area circum-Tirrenica (da Peccerillo e Panza, 1999).

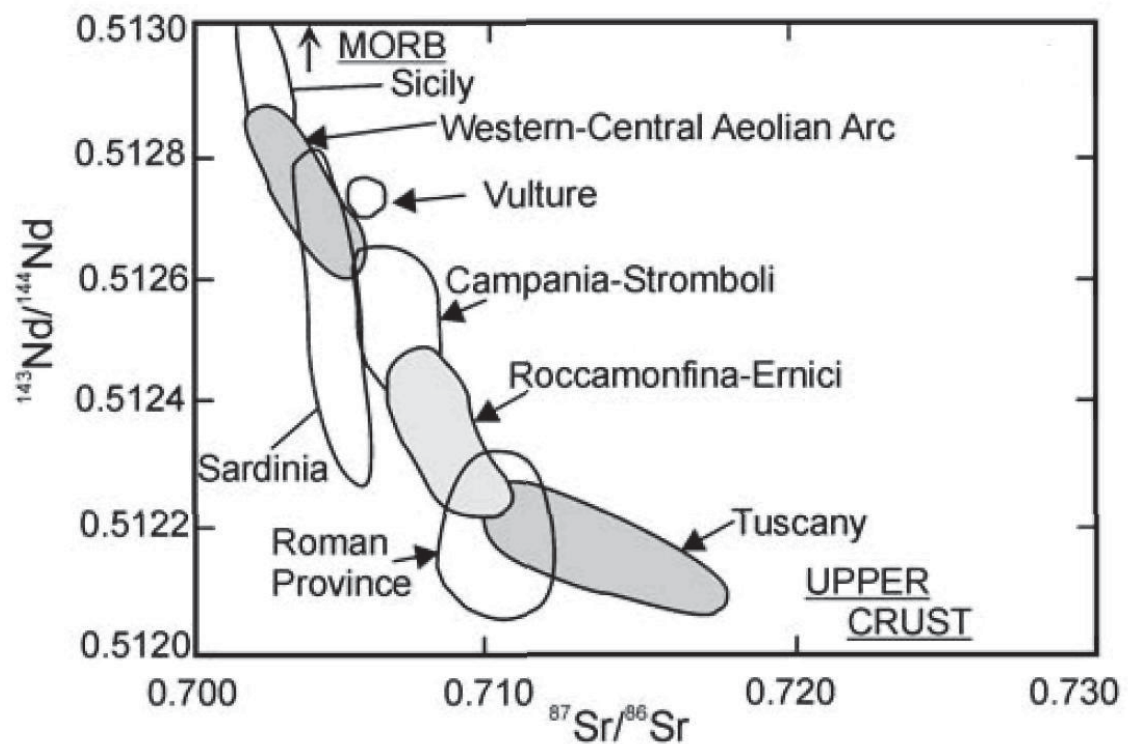


Figura 2.47 - Diagramma di variazione  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  delle rocce mafiche dell'area circum-Tirrenica (da Peccerillo e Lustrino, 2005).

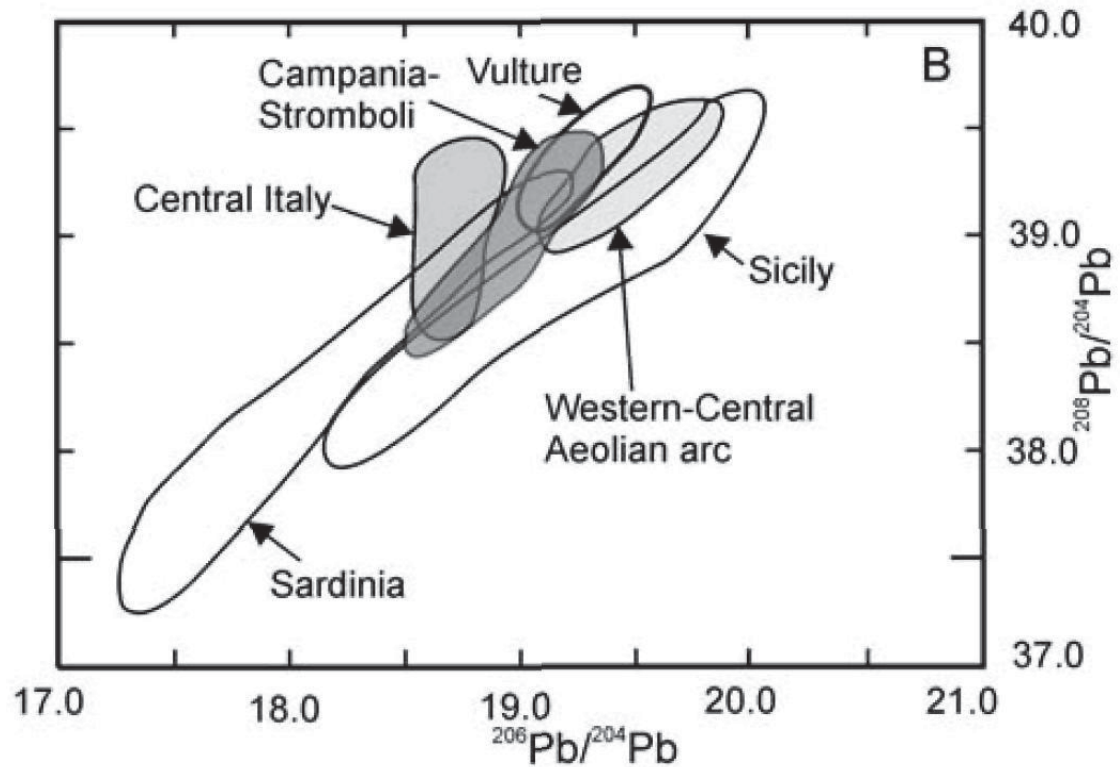


Figura 2.48 - Diagramma di variazione  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  delle rocce mafiche dell'area circum-Tirrenica (da Peccerillo e Lustrino, 2005).

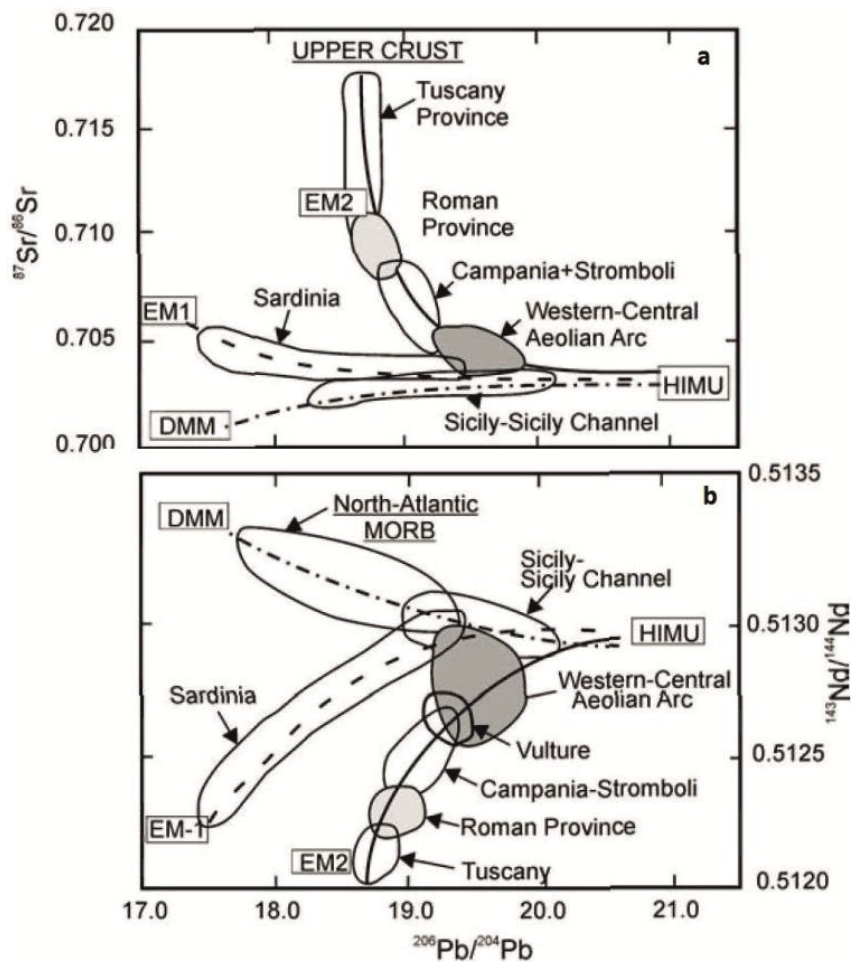


Figura 2.49 - Diagramma di variazione  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (a) e vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (b) delle rocce mafiche dell'area circum-Tirrenica (da Peccerillo e Lustrino, 2005).

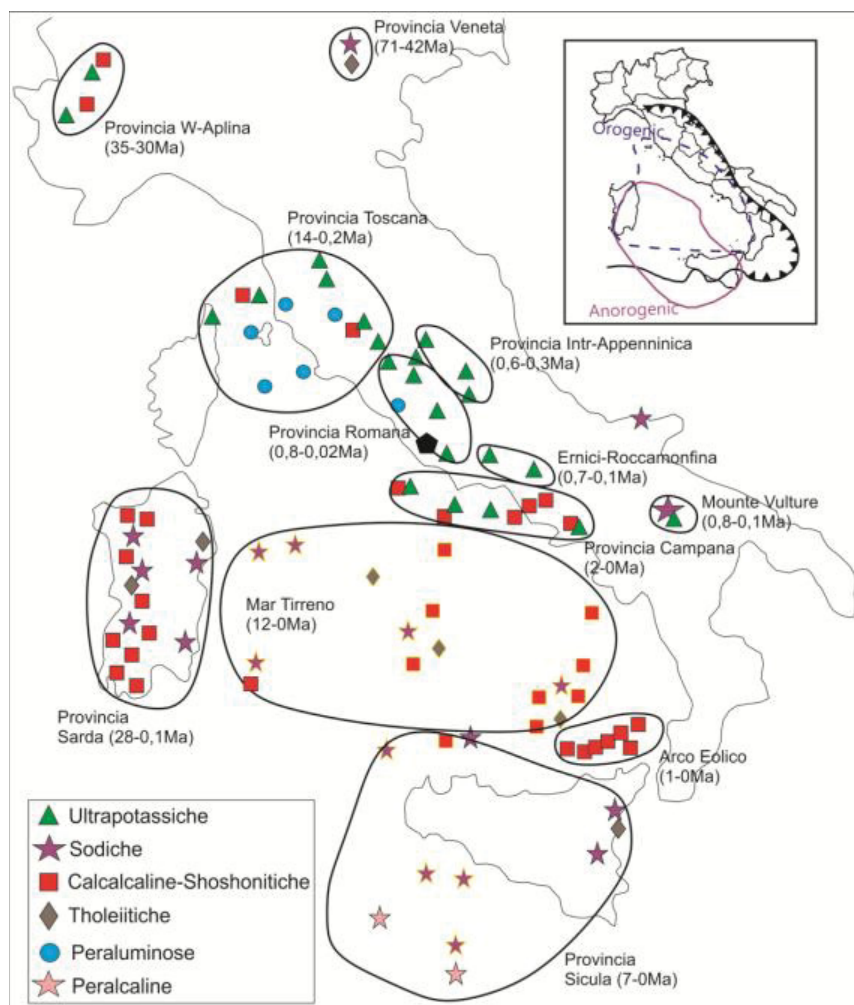


### 2.4.2. Considerazioni petrogenetiche

Sulla base delle caratteristiche geochemiche ed isotopiche descritte in precedenza, le rocce dell'area circum-Tirrenica vengono solitamente raggruppate in province magmatiche, geograficamente distinte (Fig. 2.50). Secondo Peccerillo e Panza (1999) ognuna di queste province magmatiche è caratterizzata da specifiche caratteristiche quali lo spessore della crosta, la profondità della Moho, la reologia del mantello superiore e la distribuzione della sismicità profonda. La separazione tra ogni provincia sarebbe rappresentata, sempre secondo questi autori, da importanti lineamenti tettonici, che dividono l'area circum-Tirrenica in domini geodinamici distinti per struttura della litosfera e della astenosfera, e di conseguenza per geochemica dei magmi. Sulla base delle paragenesi, delle concentrazioni degli elementi in tracce e delle composizioni isotopiche, si riconoscono magmi di derivazione mantellica e magmi derivanti da anatessi crostale, ed inoltre sono ampiamente documentati fenomeni di evoluzione magmatica a sistema aperto (*Peccerillo, 2005 e riferimenti citati*). Da uno studio accorto delle rocce ignee più mafiche affioranti nell'area circum-Tirrenica, appare evidente che la variabilità regionale dei caratteri geochemici ed isotopici è certamente indicativa di una estrema variabilità geochemica e mineralogica del mantello sorgente del magmatismo dell'area circum-Tirrenica (*Peccerillo, 1999, 2003*). Nel diagramma Ta/Yb vs. Th/Yb (Fig. 2.51) le rocce tholeiitiche ed alcalino-sodiche cadono nel campo dei basalti anorogenici mentre le rocce calcalkaline, potassiche ed ultrapotassiche cadono nel campo dei basalti orogenici. Quando furono osservati per la prima volta (*Hawkesworth e Vollmer, 1979*) i trend mostrati dalle composizioni isotopiche di Sr e Nd delle rocce più mafiche dell'area circum-Tirrenica furono interpretati come il risultato di una interazione tra due distinti serbatoi isotopici di mantello, rappresentati dalle rocce ignee della Toscana e da quelle dell'Italia meridionale. Tuttavia, tenendo conto della estrema variabilità degli isotopi del Pb, molti autori ritengono la questione molto più complessa e suggeriscono un mixing tra almeno tre componenti isotopiche di mantello e la crosta superiore (*Ellam et al., 1989; Esperança and Crisci, 1995; D'Antonio et al., 1996; Ayuso et al., 1998; Civetta et al., 1998; Gasperini et al., 2000, 2002; Lustrino et al., 2000; Lustrino e Dallai, 2003*). Per quanto riguarda gli end members isotopici di mantello, vengono riconosciute diverse componenti. 1) una componente tipo HIMU (alto rapporto U/Pb), caratterizzata da un basso valore di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $\sim 0,704$ ), da un alto valore di  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $\sim 0,5130$ ), e da un alto valore di  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ( $\sim 20$ ): questa componente sarebbe ben rappresentata dalle rocce della Sicilia (Etna, Iblei ed Ustica); 2) una componente tipo EM1,



caratterizzata da un basso valore di  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ( $< 18$ ), da un basso valore di  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $\sim 0,5122$ ) e da un valore medio di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $\sim 0,706$ ): questa componente sarebbe ben rappresentata dalle rocce della Sardegna; 3) una componente tipo DMM, caratterizzata da un basso valore di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $\sim 0,703$ ), da un basso valore di  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ( $< 18$ ) e da un alto valore di  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $\sim 0,5132$ ): questa componente sarebbe ben rappresentata dalle rocce del Canale di Sicilia (Pantelleria e Linosa), anche se in combinazione con altre componenti arricchite. La presenza di una componente legata all'interazione con materiale crostale ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,717$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0,5121$ ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18,75$ ) appare evidente per tutte le rocce dell'area circum-Tirrenica (sia mafiche sia sialiche) e la sua incidenza aumenta muovendosi dalle regioni meridionali verso quelle settentrionali. Le rocce mafiche tholeiitiche e alcalino - sodiche della Sicilia e del Canale di Sicilia, e quelle Plio-Quaternarie della Sardegna probabilmente si sono formate per fusione, rispettivamente, di un mantello simile a quello dei basalti di isola oceanica (OIB) e di un mantello simile a quello dei basalti di dorsale oceanica (MORB). Le rocce mafiche calcalkaline, potassiche ed ultrapotassiche invece, poiché mostrano un variabile arricchimento in LILE ed una anomala impronta isotopica, si sono probabilmente formate per fusione di una sorgente derivante dall'interazione tra il mantello e materiale crostale.



**Figura 2.50** - Distribuzione, affinità petrochimica, ed età delle diverse province magmatiche riconosciute nell'area circum-Tirrenica. I simboli con contorno giallo indicano affioramenti sottomarini. Nell'insero in alto a destra è indicata la distribuzione areale delle rocce ad affinità orogenica e di quelle ad affinità anorogenica (modificata da Peccerillo, 2005).

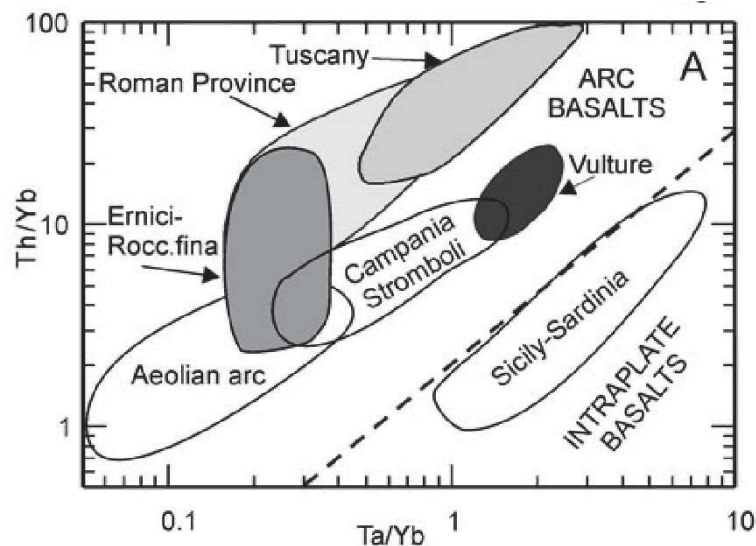


Figura 2.51 - Diagramma Th/Yb vs. Ta/Yb per le rocce ignee dell'area circum-Tirrenica (da Peccerillo e Lustrino, 2005).

#### 2.4.3. Implicazioni geodinamiche del magmatismo circum-Tirrenico

Generalmente, è oramai accettato che l'estrema variabilità dei caratteri geochemici ed isotopici mostrata dalle rocce ignee dell'area circum-Tirrenica riflette una notevole variabilità laterale del mantello sorgente. Molto dibattute invece, sono le ragioni di questa variabilità in una zona arealmente ristretta. Nel tempo, numerose sono state le ipotesi proposte per spiegarne le ragioni ma, in accordo con Peccerillo e Lustrino (2005), è possibile raggruppare tutte queste ipotesi in due modelli che indicano come cause principali, rispettivamente:

- la presenza di un mantle plume che risale da zone profonde del mantello, al di sotto dell'area Tirrenica;
- l'interazione tra mantello e materiali crostali subdotti.

Queste due possibilità rappresentano, in ogni caso, i due estremi di uno spettro di possibilità certamente più ampio di quanto finora proposto.

#### **Modello "Plume"**

L'ipotesi che possa esistere un plume al di sotto del Tirreno si inserisce nell'idea che sotto tutta l'Europa Centro-Occidentale esista un mantello astenosferico estremamente eterogeneo (EAR, European Asthenospheric Reservoir), che geochemicamente ed isotopicamente potrebbe rappresentare la testa (Granet *et al.*, 1995; Wilson and Bianchini, 1999) o la coda (Piromallo *et al.*, 2008) di un plume.

Secondo alcuni autori, le eterogeneità di mantello dell'area Tirrenica sarebbero il risultato di un mixing tra masse mantelliche profonde e la litosfera superiore (*Vollmer, 1976, 1989; Ayuso et al., 1998*). Secondo altri autori invece, tutto il magmatismo circum-Tirrenica riflette l'interazione tra diversi serbatoi geochimici legati a mantle plume (*Castorina et al., 2000; Bell, 2003; Bell et al., 2012*). Un'altra ipotesi (*Civetta et al., 1998; Gasperini et al., 2002*) prevede che solamente le rocce della Sardegna e della Sicilia orientale (Etna-Iblei-Ustica), avendo rispettivamente un carattere vicino alle componenti isotopiche EM1 ed HIMU rispettivamente, rappresentano rocce tipiche di mantle plume. Tutte le altre sarebbero invece il risultato della fusione di un mantello misto tra un plume e un mantello modificato dalla subduzione. L'ipotesi della presenza di un mantle plume nell'area tirrenica è basata soprattutto sui trend isotopici di Sr, Nd e Pb delle rocce mafiche, che indicherebbero la presenza di diversi serbatoi geochimico-isotopici di mantello, ognuno dei quali viene classicamente ricondotto ad uno specifico ambiente geologico e geodinamico (*Zindler e Hart, 1986*). Le componenti HIMU ed EM1 osservate nelle rocce tirreniche rappresenterebbero un mantle plume poiché queste due componenti sono tipiche delle rocce di isola oceanica (Canarie, Sant'Elena, Tubuai, Rurutu). Inoltre, secondo gli autori che più accanitamente sostengono questa ipotesi, anche le rocce che mostrano una composizione isotopica molto vicina a quella della crosta rappresenterebbero un mantle plume che porta in superficie delle masse mantelliche modificate dalla subduzione e riciclate nel mantello profondo con tempi di residenza di circa 2 Ga (*Castorina et al., 2000*). Molti autori sostengono che anche le rocce ultrapotassiche e fortemente alcalino-sodiche come le melilititi associate a carbonatiti, siano indizio della presenza di un mantle plume (*Stoppa e Lavecchia, 1992; Lavecchia e Stoppa, 1996; Bailey e Collier, 2000; Rosatelli et al., 2000; Stoppa et al., 2003*), poiché queste litologie sono tipiche di ambienti di rifting (come quello africano) classicamente associati alla presenza di un mantle plume. Infine, un'ulteriore prova della sua presenza sarebbe l'anomalia termica positiva nel mantello superiore di questa regione (*Locardi e Nicolich, 1998*), in accordo con le immagini tomografiche del mantello europeo che identificano una zona di bassa velocità delle onde sismiche interpretata come la testa di un plume (*Granet et al., 1995; Hoernle et al., 1995; Sobolev et al., 1997; Goes et al., 1999; Ritter et al., 2001; Wilson e Patterson, 2001*).

**Obiezioni al modello "Plume" e modello "Subduzione"**

Molte sono le obiezioni sollevate da diversi autori all'idea che esista un mantle plume sotto l'area tirrenica. Molti autori ritengono, in primo luogo, che non sia possibile associare uno specifico serbatoio isotopico di mantello ad uno specifico ambiente poiché tutte le composizioni isotopiche dei vari end members di mantello, ad eccezione di quella DMM (Deplete MORB Mantle), sono ritenute essere il risultato del riciclo di materiale crostale subdotto nel mantello ed equilibratosi con esso a differenti profondità e temperatura con tempi di residenza diversi da caso a caso (*Cordery et al., 1997; Tatsumi, 2000; Yaxley, 2000; Kogiso et al., 2003; Lustrino e Dallai, 2003*). Inoltre, è oramai dimostrato che nelle aree tipo dei diversi serbatoi isotopici di mantello, spesso la geochemica e la geocronologia delle rocce basaltiche non è in accordo con la teoria dei mantle plume (*McNutt et al., 1997; Lassiter et al., 2003; Anderson, 2005*). Di conseguenza il paragone tra dinamiche di mantello in ambienti geodinamici diversi per solo confronto geochemico-isotopico è inattendibile. Inoltre, molte sono le rocce affioranti in ambienti tettonici che non hanno evidenze di un magmatismo attivo legato ad un mantle plume, ma legato a decompressione del mantello per distensione crostale che mostrano, comunque, una composizione geochemica ed isotopica identica a quelle delle rocce derivanti dal serbatoio mantellico EAR, come ad esempio il magmatismo Miocenico della penisola Arabica collegato al Rift del Mar Morto (*Shaw et al., 2003*) ed il magmatismo Miocenico del Bohemian Massif collegato all'Eger Rift (*Ulrych et al., 2002*). Inoltre, Peccerillo e Lustrino (2005) molto banalmente fanno notare che, come esposto anche nei paragrafi precedenti, durante gli ultimi 300 Ma, l'area Tirrenica è stata sede di diversi ed importanti fenomeni di rifting e di convergenza, e le rocce affioranti in quest'area testimoniano l'azione di tali processi. La complessa storia geodinamica di quest'area implica che il mantello superiore al di sotto di essa ha subito numerosi episodi di fusione e di contaminazione da parte di materiale crostale subdotto e ciò ha certamente generato un mantello geochemicamente ed isotopicamente eterogeneo, costituito da porzioni arricchite (quelle interessate da riciclaggio di materiale crostale), altre impoverite (quelle ripetutamente soggette a fusione parziale), ed altre impoverite e poi riarricchite, distribuite casualmente. La più forte obiezione al modello del plume è infatti legata alle concentrazioni degli elementi in traccia delle rocce tirreniche. Le rocce ultrapotassiche, infatti, hanno dei pattern di distribuzione degli elementi in traccia completamente differenti rispetto a rocce identiche, ma eruttate in ambiente di rift intracontinentale. Infatti, le rocce ultrapotassiche tirreniche mostrano forti anomalie negative in Ta e Nb e in HFSE in generale, accanto a forti

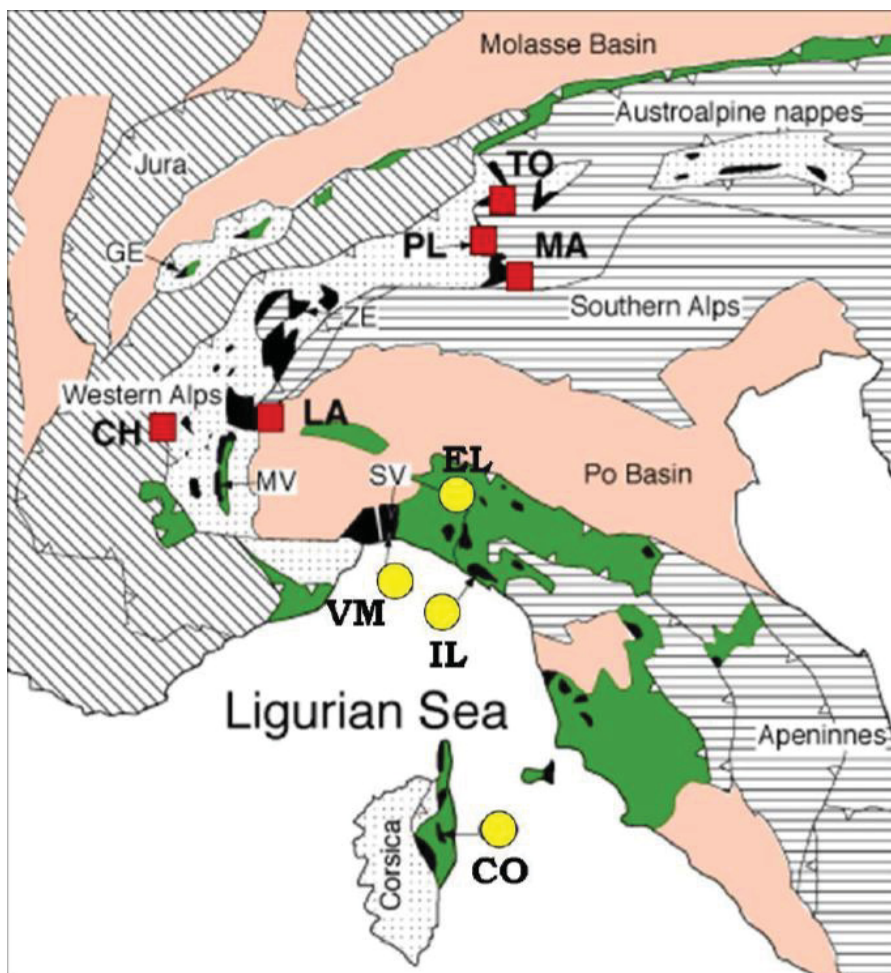


anomalie positive in Cs, Rb, Th, Pb e LILE in generale, esattamente l'opposto delle rocce ignee di rift intracontinentale. Non esistono dubbi, inoltre, sul fatto che le rocce calciche Oligo-Mioceniche della Sardegna, di molti seamount del Tirreno e delle isole Eolie, abbiano pattern di distribuzione degli elementi in traccia tipici di rocce di ambienti di subduzione, come testimoniato anche dagli alti rapporti LILE/HFSE. Inoltre, l'età del magmatismo decresce dalla Sardegna alle Eolie, in sincronia con l'apertura del bacino di retro arco del Tirreno (*Argnani e Savelli, 1999*). Anche l'idea di un legame tra le rocce ricche di carbonati magmatici ed un mantle plume nel Tirreno è controversa. Le rocce ricche di carbonati di origine magmatica affioranti nell'Italia Centrale (Umbria-Abruzzo) sono oramai da tempo considerate rocce ultrapotassiche in cui la calcite si è formata per ricristallizzazione di fusi provenienti da rocce carbonatiche del substrato assimilate dai magmi ultrapotassici (*Peccherillo, 2004*). Ciò è testimoniato dagli elevati valori delle composizioni isotopiche dell'ossigeno dei cristalli di calcite ( $\delta^{18}\text{O} \approx +20$ ), tipici di rocce della crosta continentale. Per quanto riguarda l'associazione tra melilititi e rocce carbonatiche, anche questa sembra non supportare l'ipotesi del plume. Infatti, l'associazione ignea di Colle Fabbri in Umbria è stata recentemente interpretata come derivante dalla fusione, devolatilizzazione e ricristallizzazione di sedimenti marnosi (*Melluso et al., 2003*). Invece, le associazioni del Monte Vulture sono collocate in una zona esterna alla catena Appenninica e, anche se per vicinanza geografica questo complesso vulcanico viene inserito nell'area circum-Tirrenica, di fatto esso non vi appartiene dal punto di vista geodinamico ma va considerato come collocato in un ambiente intraplacca (*Peccherillo, 2005*). L'ipotesi che l'intero magmatismo circum-Tirrenico sia legato agli effetti congiunti di tettonica estensionale e compressiva spiega molto bene i pattern di distribuzione degli elementi in traccia, ma pone il problema dell'origine delle composizioni isotopiche arricchite (HIMU, EM1, EM2) mostrate da molte delle rocce di quest'area. Secondo Wilson e Downes (1991) la componente HIMU potrebbe essere spiegata con l'omogeneizzazione del mantello astenosferico alla base della litosfera, mentre la componente EM1 (mostrata solo dalle rocce della Sardegna) potrebbe essere legata alla contaminazione di un mantello tipo DMM per effetto della delaminazione e della fusione post-collisionale della litosfera continentale ercinica profonda (*Escrìg et al., 2004; Lustrino, 2005*). Più complessa appare, invece, la questione che riguarda l'origine della componente EM2. Le rocce mafiche della Toscana sono le migliori rappresentanti di questa componente mantellica. Si è visto che queste rocce posseggono dei pattern di distribuzione degli elementi in traccia identici, sia in distribuzione sia in

concentrazione, a quelli dei granitoidi del Massiccio della Dora Maira (*Conticelli et al., 2002*) e ciò indica che una porzione di crosta continentale superiore deve essere stata introdotta e riciclata totalmente nel mantello, probabilmente durante la chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese. Tuttavia, un ingresso nel mantello così recente è incompatibile con i tempi che solitamente sono considerati necessari al totale riciclo di materiale crostale nel mantello (in genere 1-2 Ga; *Chauvel et al., 1992*).

### **2.5. Le ofioliti delle Alpi e dell'Appennino settentrionale**

Le ofioliti affioranti nelle Alpi centro-occidentali e in Appennino settentrionale rappresentano frammenti di litosfera oceanica del settore ligure della Tetide Alpina che separava, tra il tardo Giurassico ed il Cretacico, la placca Europea da quella Africana e, come esposto nei paragrafi precedenti, formatesi durante la divergenza tra la litosfera continentale Europea ed Africana, connessa con il rifting Giurassico dell'Atlantico settentrionale. I principali massicci ofiolitici (Fig. 2.52) sono Totalp, Malenco e Platta nelle Alpi centrali, Lanzo e Chenaillet nelle Alpi occidentali, Voltri ed Erro-Tobbio nelle Alpi Liguri, Monte Maggiore in Corsica, le Liguridi Interne ed esterne in Appennino settentrionale.



**Figura 2.52** – Schema geologico semplificato delle Alpi e dell'Appennino settentrionale con la posizione geografica dei principali massicci ofiolitici (da Piccardo et al., 2009a).

Abbreviazioni: TO = Totalp; MA = Malenco; PL = Platta; LA = Lanzo; CH = Chenaillet; VM = Voltri-Erro-Tobbio; EL = Liguridi Esterne; IL = Liguridi Interne; CO = Monte Maggiore;

Da molto tempo è oramai riconosciuto che queste ofioliti mostrano caratteristiche litologiche e stratigrafiche differenti da quella di una sequenza ideale di litosfera oceanica caratterizzante una dorsale medio-oceanica matura (*Rampone e Piccardo, 2000; Piccardo et al., 2002; Piccardo et al., 2009a, b*), poiché:

- le peridotiti mantelliche sub-continentali riconosciute sono lherzoliti fertili ricche di cpx e peridotiti restitiche impoverite in cpx;
- le peridotiti mantelliche sub-continentali hanno subito fenomeni di fusione parziale per decompressione adiabatrica;
- la peridotiti mantelliche sub-continentali spesso sono ricoperte direttamente da basalti tipo MORB in modo discontinuo;
- le rocce gabbriche presentano volumi molto limitati e sono intruse all'interno delle peridotiti mantelliche;
- il complesso filoniano che tipicamente si ritrova nel complesso gabbroide manca quasi totalmente.

Queste considerazioni fanno ritenere che il settore ligure della Tetide Alpina fosse costituito da un basamento di peridotiti e gabbri direttamente esposti sul fondale oceanico, successivamente ricoperto da flussi di lava e da sedimenti oceanici, spesso intercalati tra di loro e che l'inizio della fase di oceanizzazione non è stato più antico del Giurassico superiore, come indicato dall'età dei primi sedimenti oceanici che ricoprono le sequenze ofiolitiche, che sono delle radiolariti del Giurassico medio-superiore (*Marcucci e Passerini, 1991; Bill et al., 2001*).

I diversi massicci ofiolitici delle Alpi e dell'Appennino settentrionale vengono collocati in differenti posizioni paleogeografiche del bacino oceanico (Fig. 2.53), rispetto ai due margini continentali, quello Europeo e quello Africano (*Piccardo et al., 2009a, b*). Solitamente vengono identificati come "massicci distali" quelli collocati in una posizione interna al bacino oceanico, e "massicci marginali" quelli collocati nei pressi del paleo-margine continentale o su crosta continentale. In particolare:

- i massicci di Malenco, Platta superiore, Totalp delle Alpi Centrali e le Liguridi Esterne in Appennino dovevano essere collocate in una zona marginale (peri-continentale) del bacino oceanico lungo il margine africano (*Marroni et al., 1998; Schaltegger et al., 2002*);

- il massiccio di Platta inferiore nelle Alpi Centrali, il massiccio di Chenaillet nelle Alpi Occidentali e le Liguridi Interne in Appennino dovevano essere collocate in una zona distale (interna) del bacino oceanico lungo il margine africano (Marroni et al., 1998; Schaltegger et al., 2002);
- il massiccio di Lanzo nelle Alpi Occidentali è costituito da una porzione settentrionale impostata su un settore continentale collocato sul margine africano e da una porzione meridionale impostata su un settore oceanico collocato in una posizione più interna al bacino (Bodinier et al., 1991; Piccardo, 2009a e b);
- il massiccio di Erro-Tobbio nelle Alpi Liguri è costituito da una porzione Nord-Orientale probabilmente collocata sul margine continentale Europeo e da una porzione Sud-Occidentale probabilmente collocata in una porzione interna del bacino oceanico (Piccardo e Vissers, 2007);
- il massiccio di Mt. Maggiore nel Nord della Corsica viene attribuito ad un settore interno del bacino oceanico (Rampone et al., 2008; Piccardo e Guarnieri, 2009).

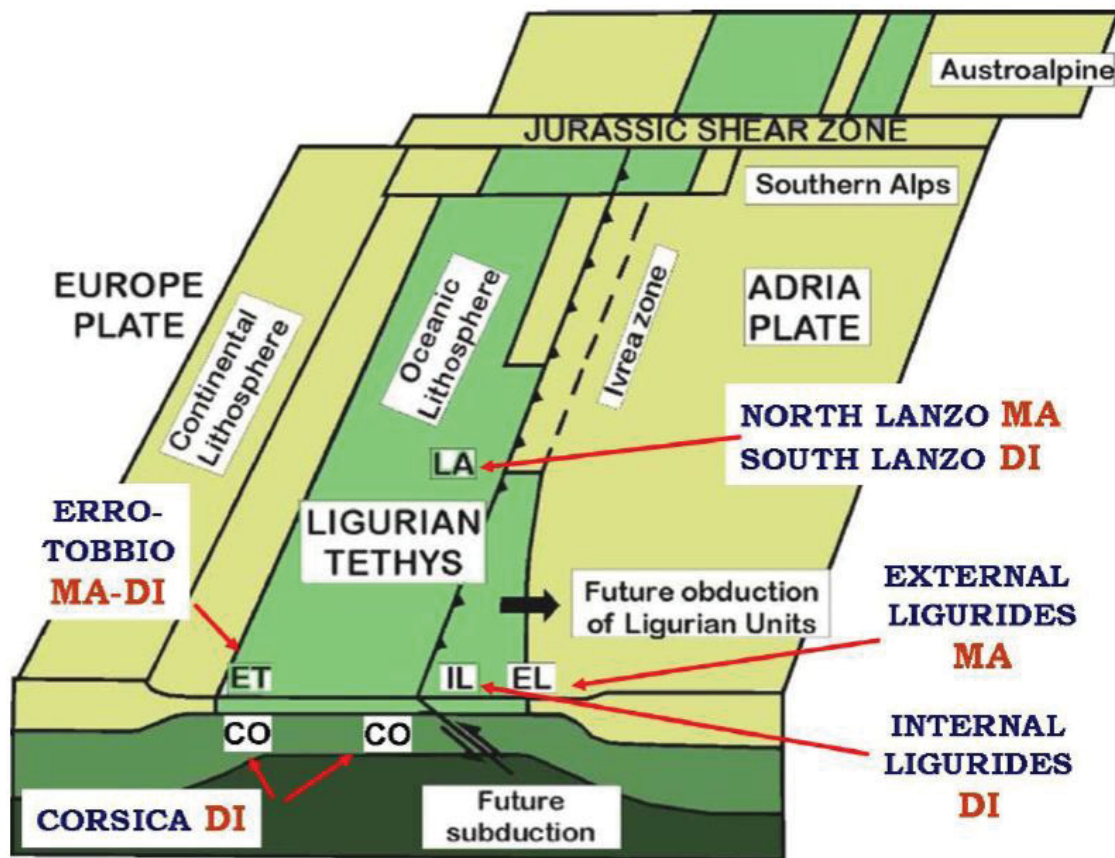


Figura 2.58 – Schema paleogeografico della Tetide Alpina e degli adiacenti paleo-margini continentali con indicata la posizione dei principali massicci ofiolitici oggi affioranti nelle Alpi e in Appennino (da Piccardo et al., 2009a).



2.5.1. Rocce basaltiche

Le rocce basaltiche delle ofioliti nelle Alpi e nell'Appennino settentrionale hanno una chiara affinità tholeitica di tipo MORB, variabile da N-MORB a T-MORB (*Piccardo et al., 2002, e riferimenti citati*) con pattern di distribuzione delle REE generalmente piatti.

I basalti MORB più primitivi sono il prodotto dalla fusione frazionata per variabile grado di fusione parziale di una sorgente astenosferica a spinello (*Venturelli et al., 1981; Vannucci et al., 1993*). Questi basalti inoltre mostrano una omogenea composizione isotopica consistente con la loro affinità MORB (*Rampone et al., 1998*).

2.5.2. Rocce gabbriche

I principali tipi di rocce gabbriche riconosciute nelle sequenze ofiolitiche delle Alpi e dell'Appennino settentrionale sono (*Serri, 1980; Hebert et al., 1989; Tribuzio et al., 2000*):

- duniti cumulitiche a plagioclasio e clinopirosseno;
- troctoliti, gabbri ad olivina e gabbri a clinopirosseno;
- gabbri e dioriti a ossidi di Fe e Ti;
- trondhjemititi (plagiograniti).

La successione stratigrafica dei complessi gabbroidi indica una sequenza di cristallizzazione tipica delle rocce ad affinità MORB, ovvero olivina – plagioclasio – clinopirosseno, accompagnata dalla co-precipitazione degli spinelli. Inoltre, la covarianza tra il contenuto di Fo mol.% dell'olivina, il contenuto di An mol.% del plagioclasio ed il valore di Mg# del clinopirosseno, indicano derivazione per cristallizzazione frazionata in condizioni di bassa pressione da un magma olivin-tholeitico. I pattern delle REE dei clinopirosseni delle rocce più primitive (duniti e gabbri ad olivina) mostrano andamenti piatti di HREE ed MREE a circa 9-10 volte il valore condritico, e significativi impoverimenti in LREE con  $(\text{Ce/Sm})_N = 0,2-0,3$ . Inoltre anche le composizioni isotopiche di Sr e Nd di queste rocce e dei clinopirosseni separati indicano una chiara affinità MORB dei liquidi da cui hanno cristallizzato (*Rampone et al., 1998*).

2.5.3. Peridotiti mantelliche

La maggior parte delle rocce mantelliche del settore ligure della Tetide Alpina sono delle peridotiti in facies a spinello, le cui caratteristiche petrografiche e chimiche differiscono in funzione della loro originaria collocazione geografica (*Piccardo et al., 2009a e riferimenti citati*).

- Le peridotiti dei massicci marginali (Liguridi Esterne) sono lherzoliti fertili caratterizzate da notevoli quantitativi di clinopirosseno con alte concentrazioni di Na ed Al, da maggiori contenuti in fasi alluminifere e da apprezzabili contenuti di anfibolo (Ti-Pargasite). Queste peridotiti presentano relitti di tessiture proto granulari e spesso vene di pirosseniti a granato/spinello. Inoltre, mostrano una riequilibratura avvenuta sotto pressioni tipiche della facies a spinello ( $\sim 11$  kbar) a temperature di circa 900–1100 °C (*Rampone et al., 1993, 1995*). Questo documenta la risalita del mantello astenosferico dalla facies a granato a quella a spinello (*Piccardo et al., 1990; Piccardo et al., 2004a, b; Montanini et al., 2006; Piccardo et al., 2007a, b; Piccardo et al., 2009a, b*). Molto spesso i complessi di peridotiti fertili sono tagliati da shear zone milonitiche a scala chilometrica (*Visser et al., 1991; Hoogerduijn Strating et al., 1993; Piccardo et al., 2009a, b*). Queste peridotiti fertili furono esposte sul fondo oceanico del bacino Tetideo durante la sua apertura in porzioni marginali, e derivano da un mantello sotto-continentale litosferico che non è stato soggetto a fenomeni di fusione parziale durante le fasi di rifting.
- Le peridotiti dei massicci distali (Liguridi Interne, Voltri-Erro-Tobbio, Monte Maggiore) sono delle lherzoliti impoverite caratterizzate da minori contenuti di clinopirosseno con basse concentrazioni di Na ed Al e da minori contenuti in fasi alluminifere. In alcuni casi queste peridotiti sono tagliate da vene di dunite a spinello (*Piccardo e Guarnieri, 2009*). Queste peridotiti impoverite mostrano delle caratteristiche tessiturali (dissoluzione di pirosseni/precipitazione di olivina) che indicano chiaramente un fenomeno d'interazione melt/host rock (*Piccardo et al., 2007a, b; Piccardo e Visser, 2007; Piccardo e Guarnieri, 2009*). Questi processi trasformano le originarie lherzoliti a spinello in peridotiti fortemente arricchite in olivina e impoverite in pirosseno, definite harzburgiti a spinello di reazione (*Piccardo, 2003; Muntener e Piccardo, 2003; Rampone et al., 2004; Piccardo et al., 2009a, b*). Queste peridotiti sono considerate come derivanti dalla risalita del mantello astenosferico in condizioni adiabatiche e soggette quindi a fenomeni di fusione parziale durante le fasi di oceanizzazione del rift. Queste peridotiti pertanto rappresentano il residuo di fusione del mantello dopo l'estrazione di fusi basaltici di tipo MORB, in analogia con quanto si osserva nelle moderne peridotiti abissali (*Beccaluva et al., 1984*).

Una caratteristica che si osserva in molti dei massicci ofiolitici delle Alpi e degli Appennini settentrionali è la presenza di zone in cui il plagioclasio diventa un fase abbondante delle rocce peridotitiche, che vengono per questo indicate come peridotiti impregnate o rifertilizzate. La presenza del plagioclasio è stata interpretata in diversi modi:

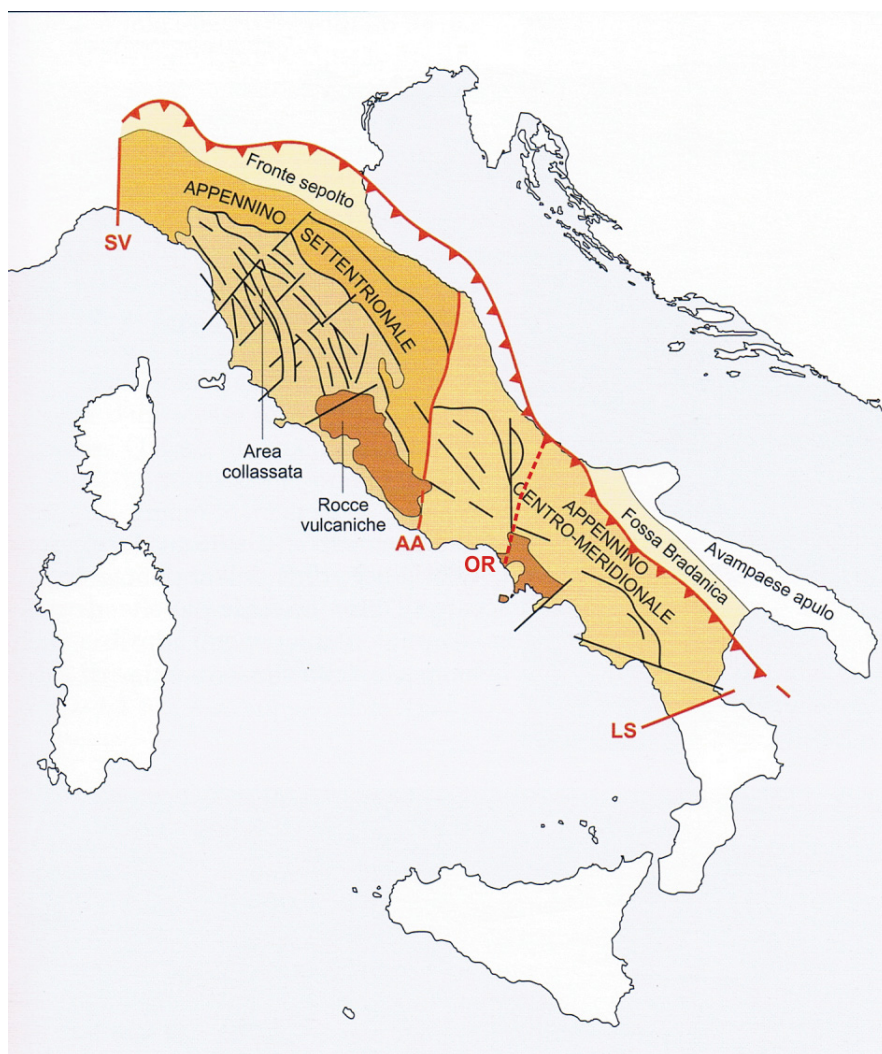
- ricristallizzazione metamorfica, nel caso delle Liguridi Esterne (*Rampone et al., 1993, 1995*);
- cristallizzazione di melt derivati da fusione parziale a bassa pressione, nel caso del massiccio di Lanzo (*Boudier, 1978; Nicolas, 1986*);
- impregnazione da fusi esotici nel caso delle Liguridi Interne e di Monte Maggiore (*Rampone et al., 1997*).

#### 2.5.4. Origine delle ofioliti

La particolare stratigrafia delle ofioliti delle Alpi occidentali e dell'Appennino settentrionale e l'atipica associazione di basalti MORB e peridotiti fertili, fanno ritenere che queste litologie si siano formate durante lo stadio iniziale dell'oceanizzazione (*Piccardo, 1977; Beccaluva e Piccardo, 1978*). Il principale processo geodinamico che ha guidato la formazione della Tetide Ligure e la separazione dell'Europa dall'Africa è stato il rifting passivo della litosfera con basse velocità di apertura (*Elter, 1972; Piccardo, 1976; Lemoine et al., 1987; Piccardo et al., 1990; Vissers et al., 1991; Rampone e Piccardo, 2000*). Infatti, l'esumazione tettonica e l'esposizione del mantello sub-litosferico e gli evidenti segni di fusione parziale per decompressione adiabatica riconosciuti nelle peridotiti sono evidenza del rifting passivo della litosfera. Inoltre esiste una certa similarità tra le sequenze delle Alpi e dell'Appennino settentrionale e quelle del Mar Rosso settentrionale (*Bonatti et al., 1983*) la cui formazione è ritenuta legata al rifting passivo ed asimmetrico che si sviluppa tra la placca Araba ed Africana (*Bohannon et al., 1989; Voggenreiter et al., 1988*).

### 3. INQUADRAMENTO DELL'APPENNINO

Gli Appennini costituiscono l'ossatura della penisola italiana e si estendono per circa 1000 km dalla zona di Genova, in cui sono separati dalle Alpi Occidentali dal lineamento tettonico Sestri-Volteggio, fino alla Piana di Sibari, dove sono separati dai terreni dell'Arco Calabro-Peloritano dal lineamento tettonico Sangineto (Fig. 3.1). Dal punto di vista geologico la catena appenninica è solitamente divisa in due tronconi dalle caratteristiche geologico-strutturali abbastanza differenti, l'Appennino Settentrionale e l'Appennino Centro-Meridionale, da un lineamento tettonico trasversale alla catena ad andamento circa N-S chiamato linea di Ancona-Anzio (D'Argenio *et al.*, 1973). Altri autori invece (Castellarin *et al.*, 1978; Locardi, 1988) dividono l'appennino in tre tronconi, separando anche l'Appennino Centrale da quello Meridionale, in corrispondenza del lineamento tettonico Ortona-Roccamonfina. Attualmente, il settore meridionale della penisola italiana è caratterizzato dalla presenza delle unità di un sistema orogenico in cui, da W verso E, si riconoscono: il Mar Tirreno (bacino di retro-arco), l'Appennino Campano-Lucano (catena), la Fossa Bradanica (avanfossa) e l'Avampaese Apulo (Fig. 3.2).



**Figura 3.1 – Schema generale della catena Appenninica (modificata da Bosellini, 2005).**  
 Sigle: SV = linea Sestri-Volteggio; AA = linea Ancona-Anzio; OR = linea Ortona-Roccamonfina; LS = linea Sangineto.



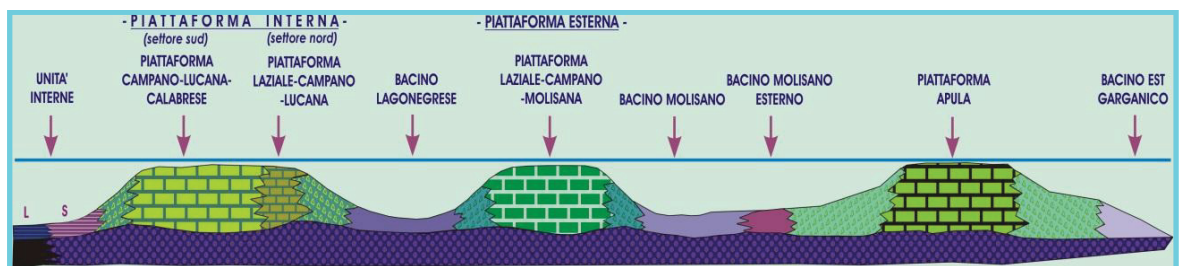
Il sistema orogenico dell'Appennino è parte della lunghissima cinta orogenica perimediterranea che comprende le Alpi, tutta la penisola italiana, la Sicilia, l'Africa settentrionale, la Spagna meridionale, le isole Baleari e parte della Corsica. Queste catene sono caratterizzate dalla sovrapposizione, dall'alto verso il basso, di unità tettoniche derivate da diversi domini paleogeografici (*Mazzoli e Martin-Algarra, 2011 e riferimenti citati*):

1. domini interni, generalmente costituiti da rocce di crosta continentale e coperture più o meno metamorfiche;
2. domini bacinali oceanici o transizionali di crosta continentale assottigliata;
3. domini esterni costituiti da terreni derivanti dal margine europeo ed africano.

Tuttavia, moltissime sono le incertezze che esistono sull'origine dei diversi terreni che costituiscono la catena Appenninica, sulla paleogeografia del Mediterraneo occidentale dal tardo Oligocene e sulla evoluzione cinematica e tettono-stratigrafica del sistema e della migrazione del sistema catena-avanfossa.

### **3.1. Paleogeografia del Mediterraneo Occidentale nell'Oligocene**

I primi modelli paleogeografici del settore meridionale della penisola italiana risalgono agli anni 60 (*Ogniben, 1969*), ma il primo modello di una certa complessità è quello proposto da D'Argenio et al. (1973) e ripreso con qualche modifica da Sgrosso (1986) e da Patacca et al. (1990). Questo modello prevedeva l'alternanza di piattaforme carbonatiche tipo Bahamas e di bacini oceanici più o meno profondi (Fig. 3.2). Partendo dal margine continentale europeo e muovendosi verso il margine africano si riconoscevano (da W ad E): il bacino oceanico Ligure, la piattaforma carbonatica chiamata Campano Lucana-Calabrese nel settore meridionale e Campano-Lucana-Laziale in quello settentrionale, il bacino Lagonegrese, la piattaforma Abruzzese-Campano-Molisana, il bacino Molisano ed infine la piattaforma Apula.



**Figura 3.2 - Schema semplificato dei rapporti dei domini paleogeografici da cui derivano le unità stratigrafiche dell'Appennino meridionale (modificata da D'Argenio et al., 1973)**

In conformità a dati geofisici di pozzo, Mostardini e Merlini (1986), proposero un differente modello paleogeografico (Fig. 3.3) secondo il quale non esisteva alcuna piattaforma carbonatica interposta tra i bacini Lagonegrese e Molisano che quindi, costituivano un unico dominio paleogeografico che passava verso est al dominio di piattaforma carbonatica costituito dalla piattaforma Apula (divisa in un dominio Interno ed uno Esterno tramite un bacino di sedimentazione continentale chiamato bacino Apulo), ed era separato dal bacino oceanico Tirrenico (Ligure) posto ad ovest dalla piattaforma carbonatica Appenninica, che comprendeva le due piattaforme proposte da D'Argenio et al. (1973). Questo modello fu ripreso e modificato successivamente da diversi autori (Monaco et al., 1998; Ciarapica e Passeri, 1998; Cello e Mazzoli, 1999; Patacca e Scandone, 2007).

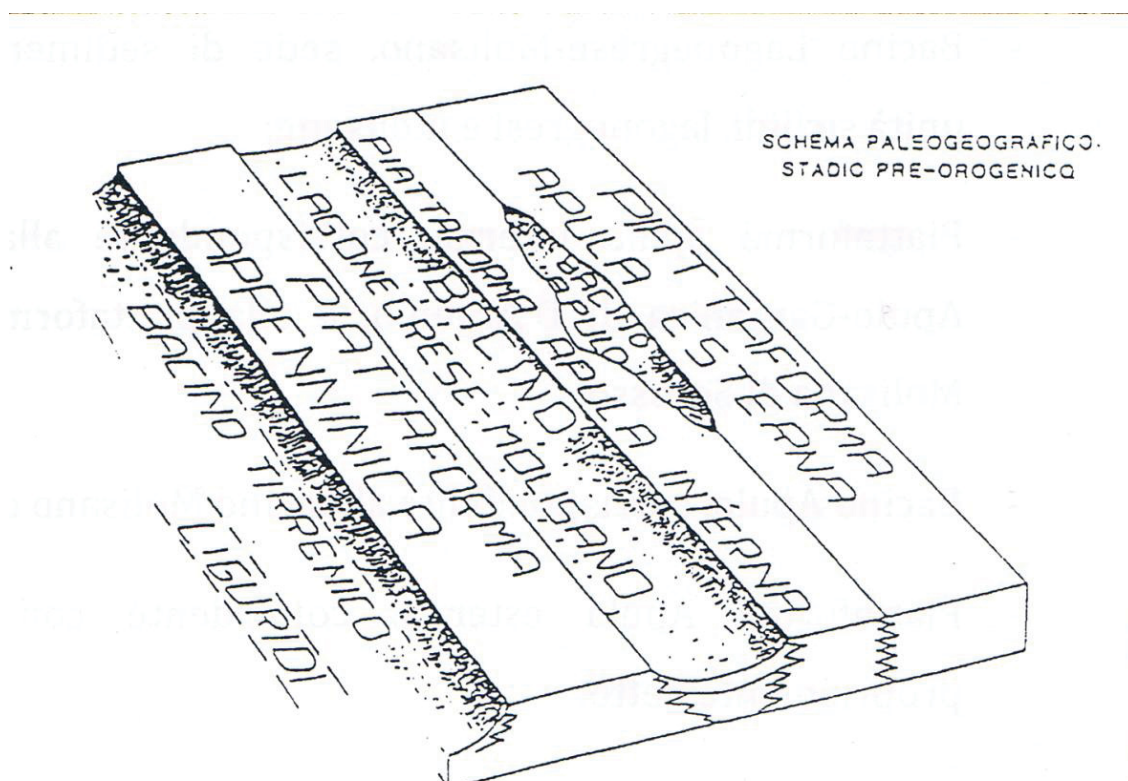


Figura 3.3 - Schema semplificato dei rapporti dei domini paleogeografici da cui derivano le unità stratigrafiche dell'Appennino meridionale (da Mostardini e Merlini, 1986).

Recentemente, Vitale e Ciarcia (2013) hanno proposto una paleogeografia, riferita all'Oligocene Superiore (Fig. 3.4), ottenuta in accordo con le mappe paleogeografiche esistenti (Michard *et al.*, 2002; Patacca e Scandone, 2007; Handy *et al.*, 2010), con la distribuzione spaziale e temporale dei depositi di avanfossa e delle rocce magmatiche (Patacca e Scandone, 2007; Bonardi *et al.*, 2009; Lustrino *et al.*, 2009; Accaino *et al.*, 2011; Ciarcia *et al.*, 2012; Vitale *et al.*, 2011) e con i dati paleomagnetici dei terreni dell'Appennino Meridionale e dei terreni Calabro-Peloritani (Cifelli *et al.*, 2007; Mattei *et al.*, 2007). La paleogeografia dell'Oligocene Superiore proposta in questo lavoro evidenzia che i terreni Calabro-Peloritani sono separati dalla Catena Alpina già formata, e che la placca in subduzione comprendente il Dominio Ligure passava verso E ad una litosfera continentale più o meno assottigliata dove la Piattaforma Appenninica si estendeva dal margine africano settentrionale verso NE. Il dominio di piattaforma carbonatica era limitato verso E dal Bacino Lagonegrese-Molisano che passava verso E al dominio di Piattaforma Apula.

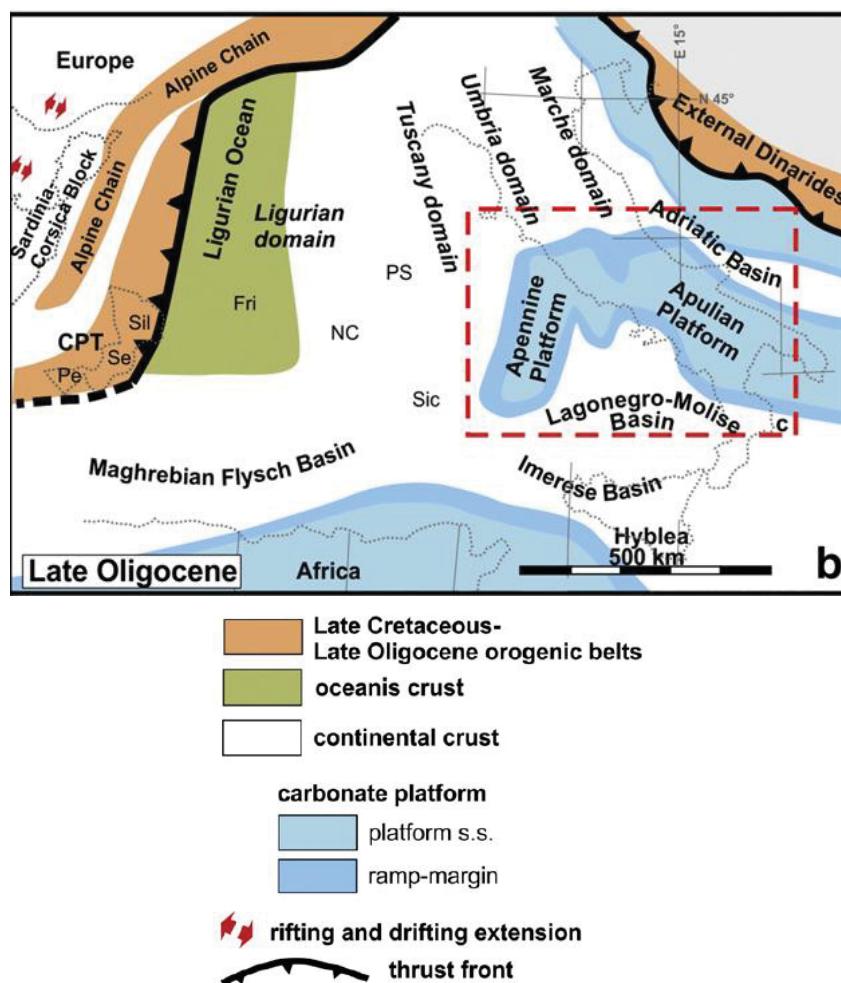


Figura 3.4 – Paleogeografia del Mediterraneo Centro-Occidentale nel Tardo Oligocene (da Vitale e Ciarcia, 2013). Abbreviazioni: CPT = Calabria-Peloritani Terrane; Pe = Peloritani Mts.; Se = Serre Massif; Sil = Sila Massif; Fri = Frido; NC = Nord-Calabrese; PS = Parasicilide; Sic = Sicilide.

3.2. Unità tettoniche, stratigrafiche e cinematiche dell'Appennino

La catena Appenninica è da lungo tempo considerata come derivante dalla sovrapposizione tettonica dal tardo Oligocene, da W verso E, di varie successioni bacinali oceaniche o transizionali e di piattaforma carbonatica che occupavano la porzione più occidentale della Tetide Alpina durante il Mesozoico, tra il margine continentale Europeo e quello Africano, a partire da quelli più interni cioè più vicini al margine Europeo, verso quelli progressivamente più esterni cioè più vicini al margine Africano (*Mazzoli et al., 2008 e riferimenti citati*). Queste unità rocciose pre-orogeniche, scollate dal proprio basamento, sono sovrascorse verso Est generando un cuneo orogenico (LAC, Ligurian Accretionary Complex, *Ciarcia et al., 2009a*) impilato sull'Avampaese Apulo. La progressiva messa in posto di queste unità tettoniche è stata accompagnata dalla sedimentazione di depositi sin-orogenici, all'interno di bacini di avanfossa tra il Miocene medio-superiore e il Pleistocene, che forniscono preziose informazioni circa l'età in cui una unità pre-orogenica ricoperta è stata coinvolta per la prima volta nella fase di accavallamento (*Mostardini e Merlini, 1986; Casero et al., 1988; Bonardi et al., 1988; Doglioni et al., 1996; Monaco et al., 1998; Menardi Noguera e Rea, 2000; Catalano et al., 2004; Shiner et al., 2004; Patacca e Scandone, 2007; Mazzoli et al., 2008; Bonardi et al., 2009; Cosentino et al., 2010; Scrocca, 2010; Roure et al., 2012; Vitale e Ciarcia, 2013*). Inoltre, molto spesso i contatti tra le diverse unità tettoniche pre-orogeniche e sin-orogeniche sono sigillati da depositi sedimentari Miocenici-Pliocenici discordanti, depositatisi in bacini di wedge-top/thrust top, principalmente di tipo piggy back (*Ori e Friend, 1984; Butler et al., 1993; Cosentino et al., 2003; Bonardi et al., 2009; Roure et al., 2012*).

3.2.1. Successioni pre-orogeniche

Sono state considerate unità tettoniche pre-orogeniche quei terreni sedimentari che occupavano una specifica posizione paleogeografica prima del loro accavallamento e coinvolgimento nel cuneo di accrescimento. Nell'accezione data da Bonardi et al. (2009) poi ripresa e leggermente modificata da Vitale e Ciarcia (2013), una unità è considerata pre-orogenica non in riferimento al tempo del primo accavallamento assoluto ma al tempo in cui quella specifica unità viene coinvolta nell'accavallamento delle falde. Di seguito saranno descritte brevemente le unità sedimentarie relative alla paleogeografia di Vitale e Ciarcia (2013), a partire dai settori più interni.



Il dominio ligure (Fig. 3.4) era caratterizzato da un bacino impostato in parte su crosta oceanica, da cui derivano le Ofioliti Calabro-Lucane, in parte su un dominio di transizione oceano-continente da cui deriva l'Unità del Frido (*Spadea, 1982*), in parte su una crosta continentale assottigliata da cui derivano l'Unità Nord-Calabrese, l'Unità Sicilide e l'Unità Parasicilide (*Bonardi et al., 1988; Monaco e Tortorici, 1995; Vitale et al., 2011; Ciarcia et al., 2012*);

Il dominio di piattaforma carbonatica (Fig. 3.5) era formato (da SW verso NE) da un settore di margine-scarpata rappresentato dall'Unità Lungro-Verbicaro, dall'Unità Monte Bulgheria, dall'Unità Isola di Capri-Monte Monna-Monte Foraporta, dall'Unità Circeo (*Pantosti et al., 1986; Iannace et al., 2007; Patacca e Scandone, 2007; Bonardi et al., 2009*), un settore di piattaforma vera e propria rappresentato dall'Unità Pollino-Ciagola, dall'Unità Monti Alburno-Cervati, dall'Unità dei Monti Picentini, dall'Unità dei Monti Lattari, dall'Unità dei Monti di Avella, dall'Unità dei Monti Lepini-Monti Ausoni-Monti Aurunci, dall'Unità dei Monti Simbruini-Monti Ernici, dall'Unità Monte Matese-Monte Maggiore-Monte Camposauro, Unità della Marsica (*Cosentino et al., 2002, 2003; Patacca e Scandone, 2007; Iannace et al., 2007; Vitale e Mazzoli, 2009; Bonardi et al., 2009; Cosentino et al., 2010*) e da un secondo settore esterno di margine-scarpata rappresentato dall'Unità dei Monti della Maddalena-Monte Taburno, Unità di Monte Marzano, Unità Monte Croce-Monte Massico, Unità di Monte Mainarde, Unità del Gran Sasso (*Patacca et al., 1992a; Cosentino et al., 2003; Patacca e Scandone, 2007; Bonardi et al., 2009; Cosentino et al., 2010*);

Il dominio lagonegrese-molisano (Fig. 3.5) è considerato una depressione tettonica prodottasi durante gli stadi di rifting sulla crosta continentale assottigliata appartenente al margine mesozoico di Adria (*D'Argenio et al., 1973; Mostardini e Merlini, 1986*). Il Bacino Lagonegrese-Molisano comprendeva l'Unità di Lagonegro 1, l'Unità di Lagonegro 2 (spesso indicata anche come Unità del Sannio o Unità di Frigento), l'Unità di Frosolone, l'Unità di Agnone, l'Unità di Tufillo, l'Unità Daunia e l'Unità di Vallone del Toro (*D'Argenio et al., 1973; Patacca et al., 1992a, b; Basso et al., 2002; Patacca e Scandone, 2007; Bonardi et al., 2009*). Anche se con qualche incertezza, l'Unità del Fortore viene ascritta a questo dominio paleogeografico (*Di Nocera et al., 2005*);

Il dominio Apulo (Fig. 3.5) comprendeva un settore interno rappresentato in affioramento dall'Unità di Monte Alpi a S (Mazzoli *et al.*, 2006) e dall'Unità dei Monti della Majella (Aydin *et al.*, 2010), dall'Unità dei Monti Morrone-Porrara e dall'Unità dei Monti di Genzana a N (Patacca e Scandone, 2007) e da successione con spessore pari a circa 7000 m di sedimenti prevalentemente carbonatici sepolta e perforata durante esplorazioni del sottosuolo condotte da società petrolifere (Sciamanna *et al.*, 2004; Shiner *et al.*, 2004) ed un settore esterno rappresentato dall'avampaese apulo indeformato.

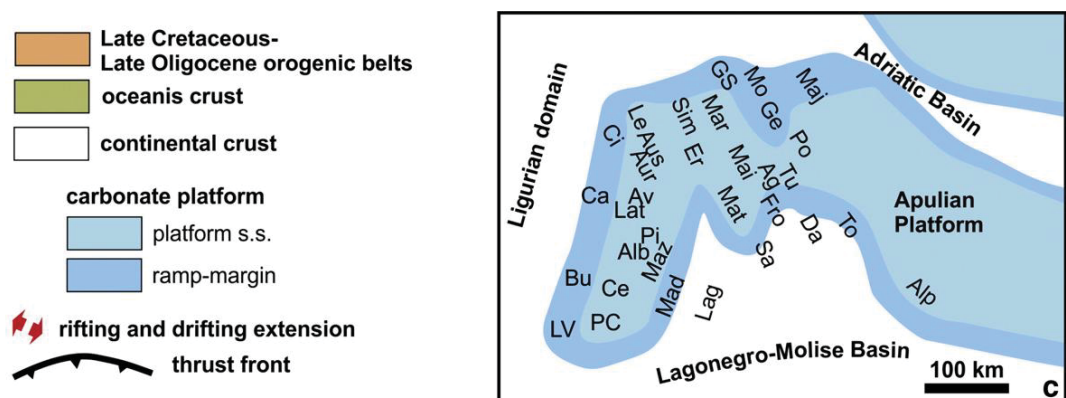


Figura 3.5 – Unità tettoniche ascritte ai domini paleogeografici della piattaforma carbonatica appenninica, al bacino Lagonegrese-Molisano e alla piattaforma Apula (da Vitale e Ciarcia, 2013). Abbreviazioni: LV = Lungro-Verbicaro Unit; PC = Pollino-Ciagola Unit. Bu = Mt. Bulgheria; Alb = Mt. Alburno; Ce = Mt. Cervati; Ca = Capri Island; Lat = Lattari Mts.; Pi = Picentini Mts.; AV = Avella Mts.; Mad = Maddalena Mts.; Maz = Mt. Marzano; Ci = Circeo Island; Le = Lepini Mts.; Aus = Ausoni Mts.; Aur = Aurunci Mts.; Sim = Sinbruini Mts.; Er = Ernici; Mat = Matese Mts.; Mar = Marsica Mts.; Mai = Mainarde Mts.; Fro = Frosolone Unit; Ag = Agnone Unit; GS = Mt. Gran Sasso; Mo = Mt. Morrone; Po = Porrara Unit; Lag = Lagonegro; Sa = Sannio Unit; Tu = Tufillo Unit; Da = Daunia Unit; To = Valle del Toro Unit; Maj = Mt. Majella; Alp: Mt. Alpi.

**3.2.2. Depositi di Avanfossa**

Sono state considerate unità stratigrafiche di avanfossa le seguenti formazioni sedimentarie:

- il membro di Sovereto della formazione del Saraceno datato inizio Burdigaliano (*Bonardi et al., 2009*);
- le formazioni della Arenarie di Albanella, della Tufiti di Tusa, delle Arenarie di Corleto, tutte datate Burdigaliano medio (*Critelli et al., 1994; Zuppetta et al., 1984; De Capoa et al., 2002; Iannace et al., 2007*);
- la formazione del Bifurto del Burdigaliano superiore-Langhiano inferiore (*Selli, 1957*) nota anche come Arenarie Numidiche o Arenarie di Civita (*Ogniben, 1960; Patacca et al., 1992b*);
- la formazione di Laviano del Serravaliano medio-superiore (*Selli, 1957; Amore et al., 2005*) nota anche come Areniti di Nerano (*Scandone e Sgrosso, 1965*);
- la formazione di Serra Palazzo, la formazione di San Giorgio, le Arenarie di Vallimala e le Arenarie di Lepini, tutte del Serravalliano superiore-Tortoniano inferiore (*Selli, 1962; Cosentino et al., 2003*);
- la formazione del Flysch di Frosinone (*Accordi, 1964*) e la formazione del Flysch di Pietraroja (*Selli, 1957*) entrambe del Tortoniano superiore;
- le Arenarie di Sant'Elena del Messiniano medio-superiore (*Patacca et al., 1992b*);
- la formazione del Flysch di Anversa degli Abruzzi del Messiniano superiore-Zancleano inferiore (*Patacca et al., 1992b*);
- la formazione del Flysch della Majella dello Zancleano superiore (*Casnedi et al., 1976; Patacca et al., 1992b*);
- i depositi silicoclastici dell'avanfossa Bradanica del Piacenziano inferiore-Attuale (*Ascione et al., 2012*);

**3.2.3. Complessi cinematici**

Al fine di individuare insiemi di unità stratigrafiche deformate in un intervallo temporale comune, tutte le successioni pre- e sin-orogeniche sono state raggruppate in nove complessi cinematici (A, B, C, D1 e D2, E, F, G, H e I; Tabella 3.1), ognuno confinato da sovrascorrimenti regionali (Unità Stratigrafiche a Limite Inconforme, UBSU) contenenti una o più sub-unità e successioni di diversi domini paleoambientali (*Bonardi et al., 2009; Vitale e Ciarcia, 2013*).

Tabella 3.1 – Elenco delle unità tettoniche pre e sin-orogeniche, raggruppate per unità cinematiche.

Unità Cinematica	Unità pre-orogenica	Dominio	Età	Unità di Avanfossa	Età
A	Frido	Ligure	Giurassico med.- Rupeliano sup.		
B	Nord-Calabrese	Ligure	Giurassico med.- Aquitano inf.	Formazione di Sovereto	Burdigaliano inf.
C	Parasicilide	Ligure	Giurassico med.- Aquitano sup.	Arenarie di Albanella	Burdigaliano med.
	Sicilide	Ligure	Giurassico med.- Aquitano sup.	Tufiti di Tusa/ Arenarie di Corleto	Burdigaliano med.
	Lungro-Verbicaro	Margine di Piattaforma	Triassico med.- Aquitano sup.	Flysh del Fiume Lao	Burdigaliano med.
D1	Pollino-Ciangola	Piattaforma	Triassico med.- Burdigaliano inf.	Formazione del Bifurto	Burdigaliano sup. - Langhiano inf.
	Alburno-Cervati	Piattaforma	Triassico sup.- Burdigaliano med.	Formazione del Bifurto	Burdigaliano sup. - Langhiano inf.
	Mt. Marzano	Margine di Piattaforma	Triassico sup.- Burdigaliano sup.	Formazione del Bifurto	Burdigaliano sup. - Langhiano inf.
	Mt. Bulgheria	Margine di Piattaforma	Triassico sup.- Burdigaliano med.	Formazione del Bifurto	Burdigaliano sup. - Langhiano inf.
D2	Mt. Lattari	Piattaforma	Triassico sup.- Burdigaliano. Inf.	Arenarie di Nerano	Serravalliano med.- Serravalliano sup.
	Mt. Avella	Piattaforma	Triassico sup.- Burdigaliano. Inf.	Arenarie di Nerano	Serravalliano med.- Serravalliano sup.
	Mt. Picentini	Piattaforma	Triassico sup.- Serravalliano inf.	Arenarie di Nerano	Serravalliano med.- Serravalliano sup.
	Mt. Maddalena- Mt. Taburno	Margine di Piattaforma	Triassico med.- Langhiano inf.	Arenarie di Nerano	Serravalliano med.- Serravalliano sup.
	Capri-Mt. Monna- Mt. Foraporta	Margine di Piattaforma	Triassico sup.- Serravalliano inf.	Arenarie di Nerano	Serravalliano med.- Serravalliano sup.
E	Lagonegro	Lagonegro- Molisano	Triassico inf.- Serravalliano inf.	Formazione di Serra Palazzo	Serravalliano med.- Serravalliano sup.
	Fortore	Lagonegro- Molisano	Cretacio sup.- Serravalliano inf.	Flysch di San Giorgio	Serravalliano med.- Serravalliano sup.
	Mt. Lepini-Mt. Ausoni- Mt. Aurunci	Piattaforma	Triassico sup.- Langhiano sup.	Arenarie di Lepini	Serravalliano med.- Serravalliano sup.
	Circeo	Margine di Piattaforma	Triassico sup.- Langhiano sup.	Arenarie di Lepini	Serravalliano med.- Serravalliano sup.
	Mt. Croce-Mt. Massico	Margine di Piattaforma	Triassico sup.- Langhiano sup.	Arenarie della Vallimala	Serravalliano med.- Serravalliano sup.
F	Mt. Matese- Mt. Maggiore- Mt. Camposauro	Piattaforma	Triassico sup.- Tortoniano inf.	Flysch di Pietraroja	Tortoniano med.- Tortoniano sup.
	Mt. Simburini- Mt. Ernici	Piattaforma	Triassico sup.- Tortoniano inf.	Flysch di Frosinone	Tortoniano med.- Tortoniano sup.
G	Frosolone	Lagonegro- Molisano	Rupeliano inf.- Tortoniano sup.	Formazione di Frosolone	Messiniano inf.- Messiniano sup.
	Agnone	Lagonegro- Molisano	Rupeliano inf.- Tortoniano sup.	Formazione di Frosolone	Messiniano inf.- Messiniano sup.
	Daunia	Lagonegro- Molisano	Rupeliano inf.- Tortoniano sup.	Formazione di Frosolone	Messiniano inf.- Messiniano sup.
	Mt. Marsica	Piattaforma	Triassico sup.- Tortoniano sup.	Arenarie di Sant'Elena	Messiniano inf.- Messiniano sup.
	Mt. Mainarde	Piattaforma	Triassico sup.- Tortoniano sup.	Arenarie di Sant'Elena	Messiniano inf.- Messiniano sup.
	Mt. Gran Sasso	Margine di Piattaforma	Triassico sup.- Tortoniano sup.	Arenarie di Sant'Elena	Messiniano inf.- Messiniano sup.
	Matese Nord- Occidentale	Margine di Piattaforma	Triassico sup.- Messiniano inf.	Arenarie di Castel Pizzuto	Messiniano inf.- Messiniano med.
H	Vallone del Toro	Lagonegro- Molisano	Aquitano inf.- Messiniano sup.		
	Mt. Alpi	Piattaforma	Triassico med.- Messiniano inf.	Flysch di Anversa degli Abruzzi	Messiniano sup- Zancleano inf.
	Mt. Genzana	Margine di Piattaforma	Triassico sup.- Tortoniano sup.	Flysch di Anversa degli Abruzzi	Messiniano sup- Zancleano inf.
	Mt. Morrone-Porrara	Margine di Piattaforma	Triassico sup.- Tortoniano sup.	Flysch di Anversa degli Abruzzi	Messiniano sup- Zancleano inf.
I	Mt. Majella	Piattaforma	Triassico sup.- Zancleano inf.	Flysch della Majella	Zancleano sup.
	Avanpaese Apulo	Piattaforma	Triassico sup.- Piacenziano inf.	Avanfossa Bradonica	Piacenziano inf.- Attuale



3.2.4. I depositi da wedge top

La sedimentazione dei bacini di wedge-top è generalmente caratterizzata da variazioni laterali e verticali di facies, talvolta anche repentine, e consistono di depositi generalmente clastici, localmente includenti olistoliti e olistostromi. In molti casi sopra i depositi di wedge top è possibile trovare depositi sedimentari molto recenti, sia in discordanza sia in continuità di sedimentazione (*Bonardi et al., 2009*). Inoltre, va sottolineato che una stessa unità cinematica possa essere ricoperta, alla medesima altezza stratigrafica, da diversi depositi da wedge top. I principali depositi di wedge top sono:

- Il Gruppo del Cilento di età Langhiano-Tortoniano inferiore (*Amore et al., 1988; Russo et al., 1995; Vitale et al., 2011; Ciarcia et al., 2012*) è il primo deposito discordante che sigilla il LAC (*Vitale et al., 2011; Ciarcia et al., 2012*), ed è generalmente sincrono con la sedimentazione d'avanfossa nei complessi D1, D2 ed E;
- Il complesso D1 è sigillato dai depositi del Tortoniano medio-superiore delle Arenarie di Piaggine, delle Breccie degli Alburni e le Breccie di Toppa del Prato (*Sgrosso, 1981; Santo, 1988; Patacca et al., 1992a; Castellano et al., 1997; Amore et al., 2003*);
- Il Complesso D2 è sigillato dai depositi del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore di Punta Lagno (*De Blasio et al., 1981*) e Monte Sierio (*Castellano e Sgrosso, 1996; Amore et al., 2003*);
- Il complesso E viene ricoperto da depositi del Tortoniano superiore delle Formazioni di Gavignano-Gorga (*Alberti et al., 1975*) e Vallone Ponticello (*Ciarcia et al., 2009b, Bonardi et al., 2009*);
- Il complesso F viene ricoperto da depositi del Messiniano inferiore della formazione della Arenarie di Caiazzo o Flysch di Torrecuso (*Ogniben, 1957; Di Nocera et al., 1993; Sgrosso, 1998*);

- Depositi del Messiniano inferiore (Arenarie di Torrice; *La Monica, 1966*) ricoprono in discordanza tutti i precedenti complessi incluso il complesso F mentre sedimenti del Messiniano sommitale-Zancleano (*Patacca et al., 1992b; Cipollari et al., 1999*) come i conglomerati di Monte Coppe (*Patacca et al., 1992b*) e Le Vicenne (*Colacicchi et al., 1967*), la Formazione di Anzano (*Crostella e Vezzani, 1964*) e l'Unità di Altavilla (*Ippolito et al., 1973*), sigillano il complesso cinematico G.

Tutti i complessi summenzionati (da B a E) sono sigillati da depositi di bacino di wedge-top del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore delle Formazioni di Monte Sacro (*Selli, 1962*), Oriolo (*Selli, 1962*), Castelvete (Pescatore et al., 1970) e Gorgoglione (*Selli, 1962*). Infine, i depositi dello Zancleano superiore (*Amore et al., 1998; Centamore et al., 1992; Patacca et al., 1992a, b; Cipollari e Pipponzi, 2003*) appartenenti ai Conglomerati di Rigopiano (*Centamore et al., 1992*), al Sintema della Baronia (*Ciarcia et al., 2003*), alla Formazione di Mutignano (*Ghisetti e Vezzani, 1988*) e, quindi, i successivi e discordanti depositi del Piacentiano-Gelasiano (*Amore et al., 1998; Vezzani e Ghisetti, 1998*) come quelli del Sintema di Sferracavallo (*Ciarcia et al., 2003*), sigillano l'intera pila tettonica inclusi i complessi H e I.

**Tabella 3.2 – Elenco delle unità da wedge-top che ricoprono le varie unità tettoniche dell'Appennino Centro-Meridionale, distinte per aree geografiche di affioramento. Per brevità non è stata riportata l'unità di avanfossa soprastante le unità tettoniche (fare riferimento alla tabella 3.1), su cui poggiano in discordanza i depositi di wedge top.**

Unità tettonica	Posizione geografica	Tortoniano-----	Messiniano-----	Zancleano-----	Piacenziano-----
Frido	Lucania	Perosa fm.			
Nord Calabrese	Cilento	Gruppo del Cilento	Mt. Sacro fm.	Altavilla U.	Baronia U. Sferracavallo U.
	Lucania	Albidona fm.	Oriolo fm.	Altavilla U.	
Parasicilidi	Piana Campana	Mt. Pruno fm.	Castelvetero fm.	Altavilla U.	
	Cilento	Gruppo del Cilento	Mt. Sacro fm.	Altavilla U.	Baronia U. Sferracavallo U.
	Cilento	Mt. Pruno fm.		Altavilla U.	Baronia U. Sferracavallo U.
	Lucania	albidona fm.	Oriolo fm.	Altavilla U.	
Sicilidi	Lucania	Albidona fm.	Oriolo fm.	Altavilla U.	
Lungro-Verbicaro	Lucania	Sant'Agata fm.			
Pollin-Ciangola	Lucania		Castelvetero fm.	Altavilla U.	
Mt. Bulgheria	Cilento		Castelvetero fm.	Altavilla U.	Baronia U. Sferracavallo U.
Alburno-Cervati		Brecce degli Alburni/ Toppa del Prato/ Piaggine			
	Cilento		Castelvetero fm.	Altavilla U.	Baronia U. Sferracavallo U.
Mt. Maddalena	Lucania				
	Cilento	Mt. Siero fm./ Punta Lagno fm.	Castelvetero fm.	Anzano fm.	Baronia U. Sferracavallo U.
Mt. Lattari	Piana Campana		Castelvetero fm.	Altavilla U.	
Mt. Avella	Piana Campana		Castelvetero fm.	Altavilla U.	
Lagonegro	Lucania	Flysh di Gorgoglione	Castelvetero fm.	Altavilla U.	
	Cilento	Vallone Ponticello fm.	Castelvetero fm.	Anzano fm.	Baronia U. Sferracavallo U.
	Piana Campana	Vallone Ponticello fm.	Castelvetero fm.	Altavilla U.	
Circeo	C.Appennino	Gavignao-Gorga U.	Torrice fm.	Mt.Coppe-Le Vienne Fm.	Rigopiano fm. Mutignano fm.
Mt. Lepini-Mt.Aurunci-Mt. Ausoni	C.Appennino	Gavignao-Gorga U.	Torrice fm.	Mt.Coppe-Le Vienne Fm.	Rigopiano fm. Mutignano fm.
Mt. Matese	Piana Campana	Arenarie di Caiazzo	Brecce di san Massimo	Altavilla U.	Baronia U. Sferracavallo U.
Mt. Ernici-Simburini	C.Appennino		Torrice fm.	Mt.Coppe-Le Vienne Fm.	Rigopiano fm. Mutignano fm.
Daunia	Lucania			Altavilla U.	
	Cilento			Anzano fm.	Baronia U. Sferracavallo U.
Frosolone	Piana Campana		Castelvetero fm.	Altavilla U.	
Mt. Marsica	C.Appennino		Torrice fm.	Mt.Coppe-Le Vienne Fm.	Rigopiano fm. Mutignano fm.
Mt. Genzana-Morrone-Porrara	C.Appennino			Mt.Coppe-Le Vienne Fm.	Rigopiano fm. Mutignano fm.
Mt. Majella	C.Appennino				Mutignano fm.

### 3.3. Evoluzione tettonica, stratigrafica e paleogeografica dell'Appennino

Vitale e Ciarcia, (2013) hanno proposto una nuova visione dell'evoluzione tettonica, stratigrafica e paleogeografica dell'Appennino Meridionale sulla base di una analisi condotta tenendo conto di una notevole mole di dati che riguardano le relazioni di età dei depositi di bacino di avanfossa e di bacino di wedge-top (descritti in precedenza), le datazioni  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  del metamorfismo dei terreni meta-sedimentari (Rossetti et al., 2004), i dati di AFT (AFT, Apatite Fission Track) per stime sulle esumazioni tettoniche delle unità appenniniche (Mazzoli et al., 2008; Invernizzi et al., 2008; Iannace et al., 2007; Ciarcia et al., 2012), le informazioni sulle vergenze tettoniche (Pantosti et al., 1986; Cavinato et al., 1993; Hippolyte et al., 1994; Ferranti et al., 1996; Tozzi et al., 1996; Scrocca e Tozzi, 1999; Pace et al., 2001; Cesarano et al., 2002; Piedilato e Prosser, 2005; Bravi et al., 2006; Caiazzo et al., 2006; Mazzoli et al., 2006; Pertusati and Bonanno, 2009; Vitale et al., 2010, 2011, 2012; Ciarcia et al., 2009a, 2012; Tavani e Cifelli, 2010) e i dati sulle rotazioni delle successioni dell'Appennino ricavate dai dati paleomagnetici (Cifelli et al., 2007; Mattei et al., 2007). L'analisi proposta in Vitale e Ciarcia (2013) suggerisce che:

- Il complesso A è subdotto, sotto il CPT, tra l'Oligocene Superiore e prima della fine dell'Aquitano. In questo caso, mancando una successione di avanfossa che lo ricopra si utilizza come marker temporale l'età più antica della successione di avanfossa del complesso cinematico B;
- Il complesso B è stato incluso nel cuneo d'accrezione oceanico immediatamente all'inizio del Burdigaliano;
- Il complesso C fu incluso nel cuneo orogenico attraverso meccanismi d'accrezione frontale nel Burdigaliano medio;
- Il complesso D è diviso in due sottogruppi, D1 e D2 poiché è differente l'età dei depositi di avanfossa che ricoprono le unità pre-orogeniche sottostanti, ma in ogni caso questi due sub-gruppi non formano due complessi cinematici distinti perché manca un sovrascorrimento principale tra di essi. Fu coinvolto nell'accrezione del prisma tettonico tra la fine del Burdigaliano il Serravalliano medio-superiore;

- Il complesso E fu deformato tra il Serravalliano superiore-Tortoniano inferiore;
- Il complesso F fu deformato nel Tortoniano superiore-Messiniano inferiore;
- Il complesso G fu deformato durante il Messiniano superiore;
- Il complesso H fu deformato durante lo Zancleano superiore;
- Il complesso I fu deformato nello Zancleano superiore.

Gli autori, inoltre, fanno notare che l'Unità del Frido è stata subdotta a partire dall'Oligocene Superiore ed ha raggiunto le condizioni metamorfiche di HP/LT (*Spadea, 1976; Vitale et al., 2013*). Successivamente è stata esumata prima del Tortoniano medio, età dei primi depositi di bacini di wedge-top che la ricoprono corrispondenti alla Formazione di Perosa (*Vezzani, 1966*).

La successione di Lungro-Verbicaro fu subdotta nel Burdigaliano medio, raggiungendo condizione metamorfiche di HP/LT (*Iannace et al., 2007*) e, successivamente, esumata prima del Tortoniano medio, età dei primi depositi discordanti della formazione di Belvedere-Sant'Agata (*Mattei et al., 1999*).

Vitale e Ciarcia (2013) fanno inoltre notare come i complessi B e C abbiano registrato una storia esumativa sincrona con l'apertura del Tirreno, mentre i complessi D1, E ed H indicano una esumazione successiva al Messiniano superiore, poiché probabilmente, l'esumazione tettonica per questi complessi cinematici è conseguenza della chiusura del Bacino Lagonegrese-Molisano, che ha comportato la collisione tra il cuneo tettonico e la Piattaforma Apula nel Messiniano superiore producendo una rapida decrescita delle velocità di accavallamento e, contemporaneamente, risalita ed esumazione del cuneo tettonico (*Mazzoli et al., 2008*).



Sempre secondo questi autori l'evoluzione cinematica può essere suddivisa in cinque stadi principali:

1. una fase iniziale di bassa velocità (Eocene superiore-Aquitano superiore) caratterizzata dalla subduzione del settore occidentale del Dominio Ligure (Ofioliti Calabresi e Unità del Frido, complesso cinematico A) con una migrazione molto lenta rimarcata da velocità minori di 1 cm/anno;
2. una crescita della velocità del fronte della catena (Aquitano superiore-Langhiano) largamente sovrapposta con l'apertura del Bacino di retro-arco Ligure-Provenzale, con valori da circa 1 cm/anno ad un massimo di circa 14 cm/anno. In questa fase si è formato un cuneo d'accrescimento significativo includente i resti delle successioni bacinali del Dominio Ligure e il settore più interno della Piattaforma Appenninica (complessi cinematici B e C);
3. una seconda fase a bassa velocità (Serravalliano-Tortoniano medio) caratterizzata da una caduta della velocità del fronte della catena fino a 1-3 cm/anno nel Tortoniano medio. Questo stadio cinematico, che dura circa 5 Ma, è probabilmente legato alla fine della penetrazione dello slab nel mantello superiore quando ha raggiunto la profondità di 660 km dove è posto il limite con il sottostante mantello inferiore (*Faccenna et al., 2001a*). In tale periodo il LAC ha ricoperto tettonicamente gran parte della Piattaforma Appenninica;
4. una nuova crescita della velocità del fronte della catena (Tortoniano superiore-Messiniano superiore), contemporanea con l'apertura del Tirreno, caratterizzata da valori fino a un massimo variabile tra 4 e 10 cm/anno raggiunti nel Messiniano. In questo periodo il Bacino Lagonegrese-Molisano si è completamente chiuso ed i complessi cinematici E e F sono stati inclusi nel cuneo appenninico;
5. uno stadio finale (Pliocene-Attuale) con una decrescita, in Appennino Meridionale, della velocità di avanzamento del fronte della catena fino a 1 cm/anno, probabilmente associata con lo scontro del cuneo (formato da un prisma caratterizzato da varie unità derivate dal Dominio Ligure, Piattaforma Appenninica, Bacino Lagonegrese-Molisano includente anche le unità di HP/LT esumate del Frido e Lungro-Verbicaro) con la Piattaforma Apula. Diversamente, le velocità calcolate per il CPT indicano, generalmente, valori più alti con un massimo di circa 14 cm/anno nel Piacenziano, contemporaneamente con l'apertura del Bacino del Vavilov (*Savelli, 2002*).

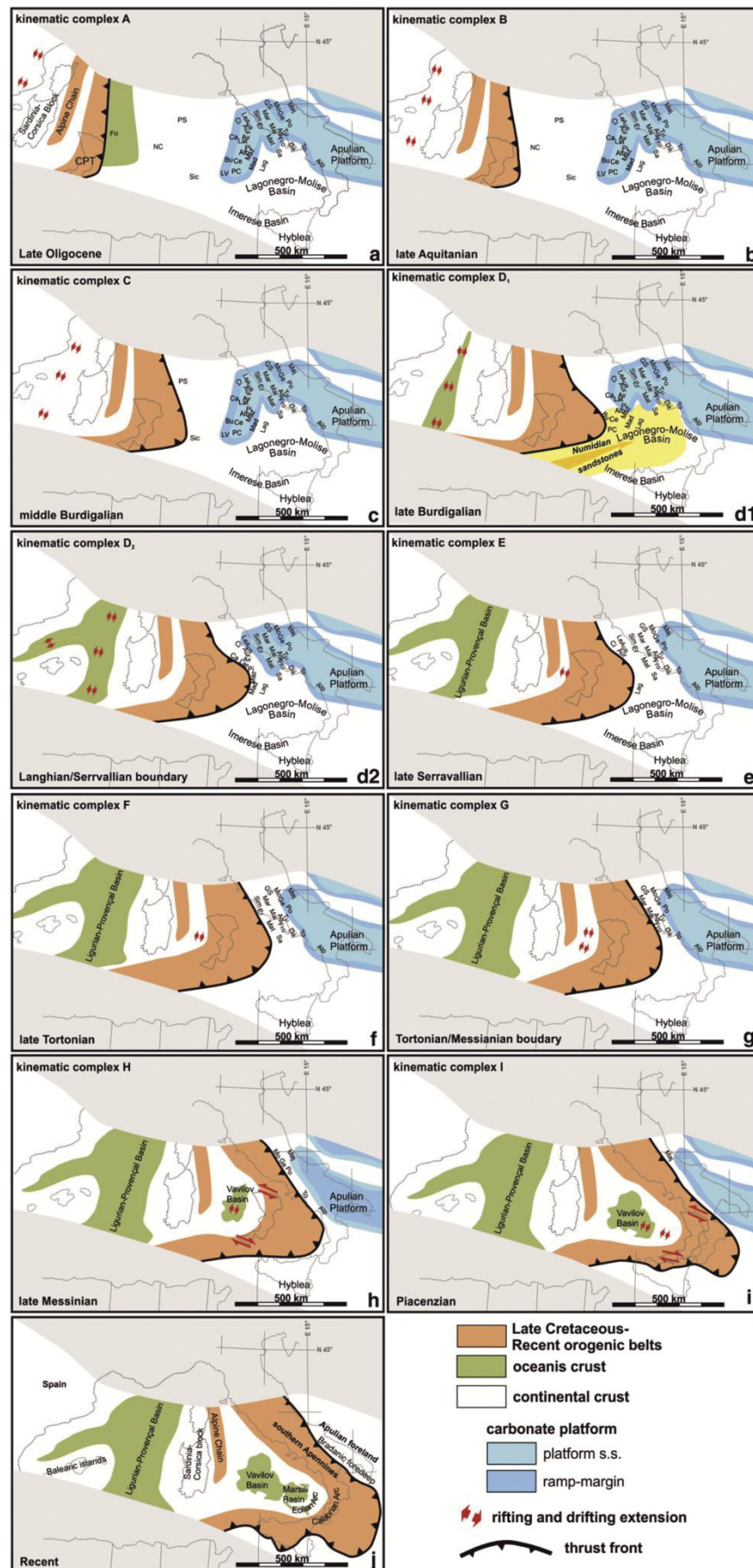


Figura 3.6 – Evoluzione paleogeografica dal Tardo Oligocene all'attuale dell'Appennino Meridionale e del CPT (modificata da Vitale e Ciarcia, 2013).

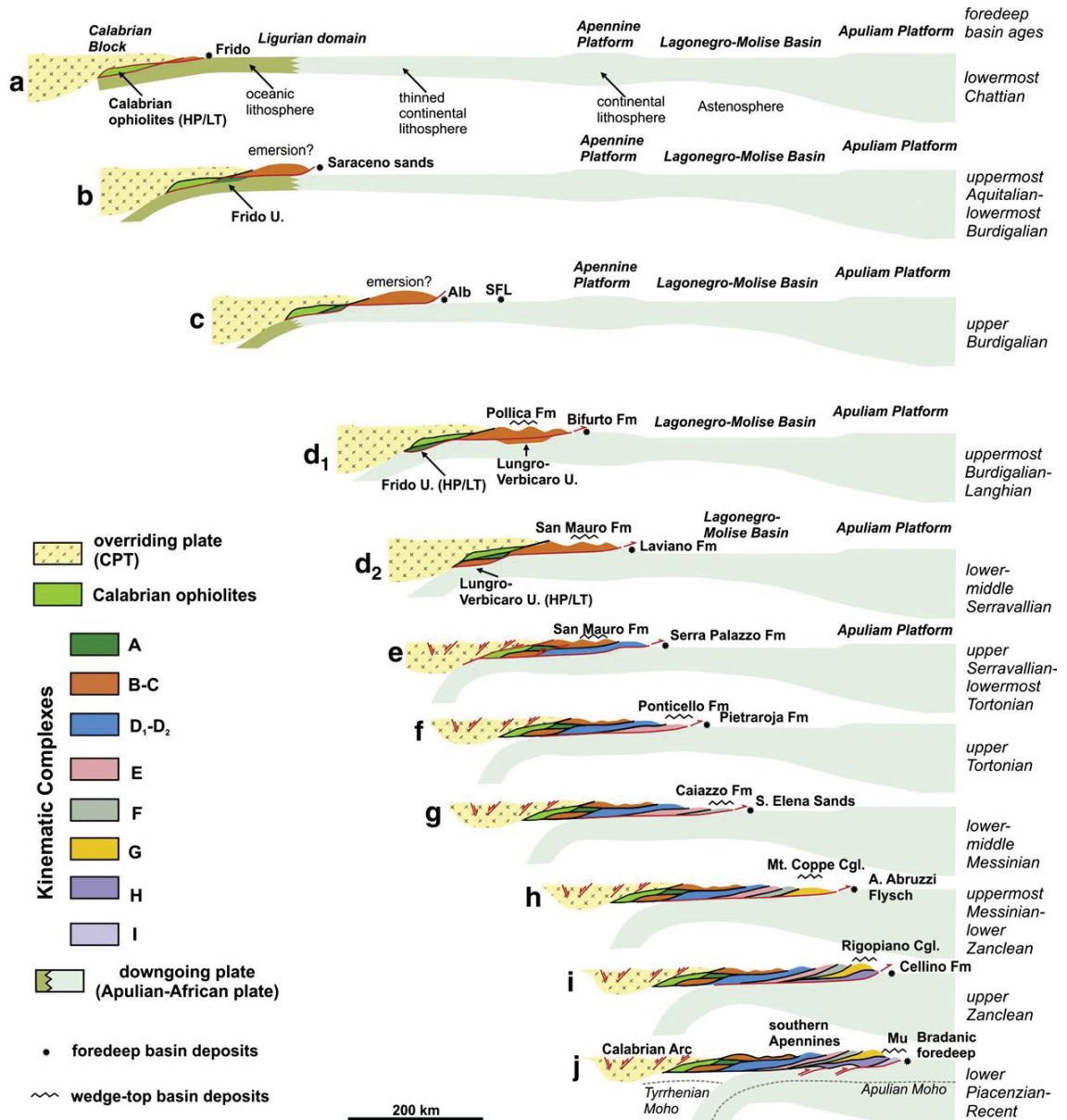


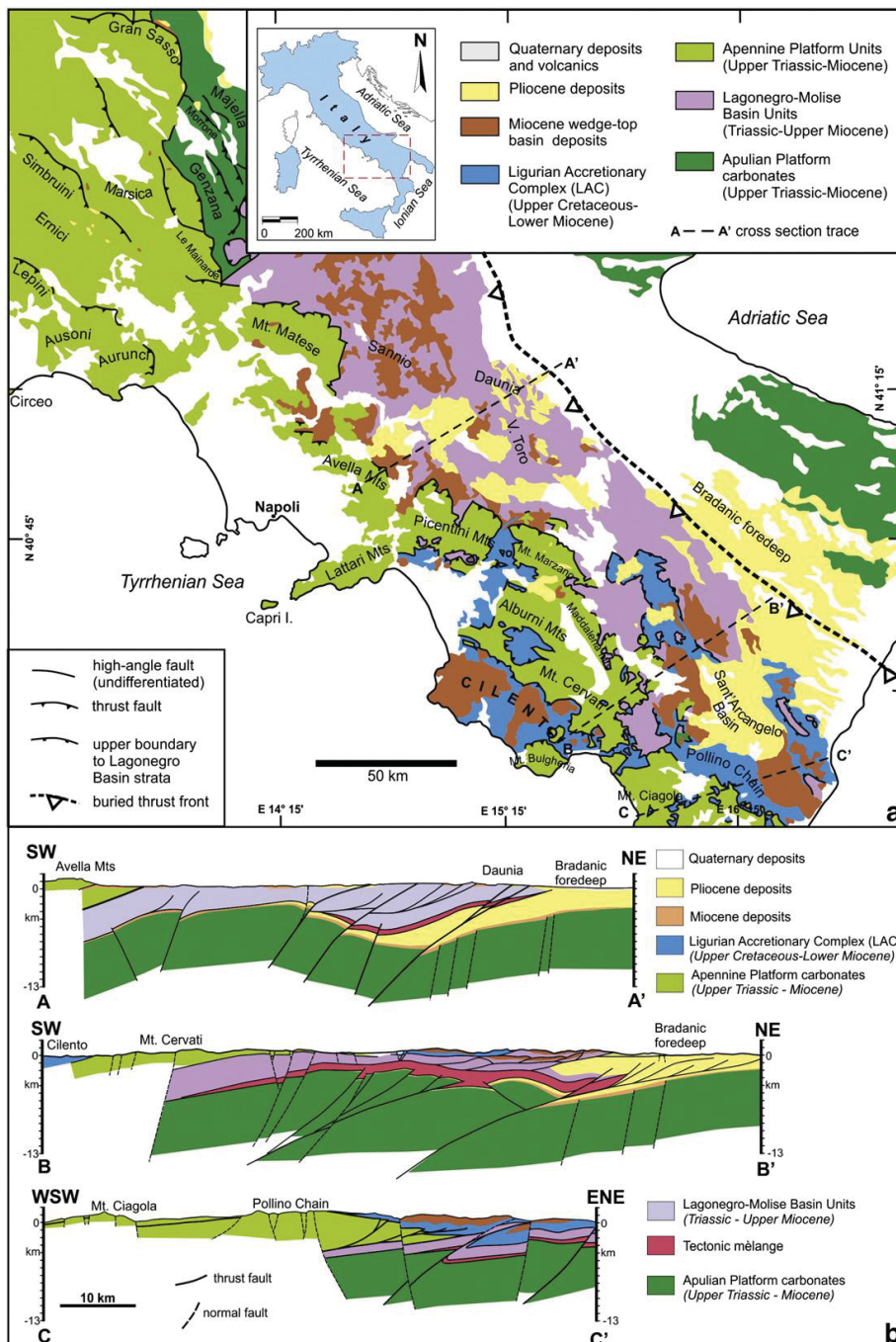
Figura 3.7 – Evoluzione tettono-stratigrafica dal Tardo Oligocene all'attuale dell'Appennino Meridionale e del CPT (modificata da Vitale e Ciarcia, 2013).

### 3.4. Struttura della Catena Appenninica

Dal punto di vista strutturale, la catena Appenninica costituisce un orogene a pieghe e falde (thrust and fold belt) con vergenza delle falde verso NE, che rappresenta un segmento del sistema alpino posto nel settore centro-occidentale del Mar Mediterraneo (*Mazzoli et al., 2011*) originatosi a partire dal Miocene inferiore per subduzione verso ovest della porzione ligure della Tetide Alpina (*Doglioni, 1991*) e dal Tortoniano superiore per arretramento flessurale della litosfera adriatico-apula (*Malinverno e Ryan, 1986; Patacca e Scandone, 1989*). Il fronte più avanzato del thrust belt appenninico, con vergenza verso NE, è intercalato nella successione Plio-Pleistocenica della Fossa Bradanica (*Ogniben, 1969; Mostardini e Merlini, 1986; Sella et al., 1988*). La struttura attuale dell'Appennino meridionale viene interpretata come un complesso sistema di tipo duplex in cui, come già detto in precedenza, unità tettoniche di provenienza paleogeografica interna sono state trasportate verso il margine occidentale dell'avampaese, ricoprendo unità tettoniche derivate da domini paleogeografici più esterni, a loro volta accavallate su domini ancora più esterni in flessurazione (*Patacca e Scandone, 2007 e riferimenti citati*). A partire dal Miocene superiore la tettonica a thrust è stata accompagnata e/o seguita, nei settori interni della catena appenninica, da faglie trascorrenti (legata sia ai movimenti lungo rampe laterali che alle rotazioni di blocchi) e da faglie dirette ad alto e basso angolo (*Kastens et al., 1988; Mazzoli et al., 2001*) che hanno modificato e frammentato l'architettura a pieghe e sovrascorrimenti della catena appenninica. In affioramento, i risultati di questa tettonica tardo-post orogenica sono particolarmente evidenti nella zona assiale della catena. Da analisi geologico-strutturali si evidenzia che l'Appennino Meridionale è dominato da faglie dirette a basso e medio angolo del Pliocene (*Ferranti et al., 1996; Bucci et al., 2010*), che separano le successioni di piattaforma poste a tetto, dalle successioni pelagiche del Bacino Lagonegrese-Molisano poste a letto e da faglie transtensive sinistre del Pleistocene inferiore e medio (*Giano et al., 2000; Cello et al., 2001*) e da faglie dirette del quaternario e dell'Olocene, molte delle quali potenzialmente attive (*Ferranti et al., 2007*), che hanno determinato l'individuazione di importanti depressioni morfologico-strutturali asimmetriche. Al contrario, nei livelli più profondi, la struttura appenninica è caratterizzata da faglie ad alto angolo che interessano sia la Piattaforma Apula sepolta sia le successioni alloctone (Fig. 3.8). Le indagini geofisiche eseguite nell'area meridionale dell'Appennino (*Corrado et al., 1974; Finetti e Morelli, 1974; Fedi et al., 1988; Berrino et al., 1998*) hanno evidenziato un



particolare andamento del top del basamento cristallino. Esso risulta più profondo in corrispondenza delle zone di basso strutturale e più elevato in corrispondenza delle zone di alto strutturale. Più precisamente, il tetto del basamento presenta un alto con profondità minima di 9 km al di sotto della dorsale Aurunci-Lepini e si approfondisce procedendo verso SE nella Piana Campana, ove raggiunge la profondità massima di 14-15 km, mentre ancora più a SE, il tetto del basamento cristallino risale nuovamente fino alla profondità di 12 km al di sotto della dorsale del Cilento. In corrispondenza della catena esso risulta ugualmente sollevato, determinando una struttura anticlinale a carattere regionale.





3.5. Evoluzione Plio-Quaternaria dell'Appennino

Nel Pliocene medio, la catena appenninica rimane quasi del tutto emersa ed inizia a subire delle fasi tettoniche che continueranno per tutto il Quaternario con movimenti prevalentemente verticali. Questi movimenti post-orogenici sono legati alla tettonica estensionale Plio-Quaternaria causata dall'aggiustamento isostatico della catena che ha prodotto la frammentazione del suo margine occidentale e la formazione di faglie normali ad andamento prevalentemente NW-SE dette ad andamento appenninico. Tuttavia, non mancano anche faglie ad andamento NE-SW dette ad andamento anti-appenninico (*Catalano et al., 1993; Hippolyte et al., 1994*) che hanno causato lo smembramento dell'orogene in strutture secondarie ad horst e graben (*D'Argenio et al., 1973; Ippolito et al., 1973; Finetti e Morelli, 1974; Bartole et al., 1984; Turco et al., 2006*). Procedendo da N verso S, i bassi strutturali in questione sono rappresentati dalla Piana Pontina, dalla Piana del Garigliano, dalla Piana Campana, dalla Piana del Sele, dai bacini di Paola e Gioia Tauro. Questi bassi strutturali sono separati da zone di alto strutturale disposte trasversalmente alla fascia costiera, costituite dalle dorsali dei Monti Aurunci-Lepini, del Monte Massico, dei Monti Lattari e dei Monti del Cilento. Tali alti strutturali sono stati interessati da un notevole sollevamento all'incirca coevo allo sprofondamento delle aree citate (*Ortolani e Pagliuca, 1988*). Nelle aree ribassate si sono accumulati depositi clastici continentali, marini e vulcanici, con spessori variabili da 2000 a 5000 metri (*Brocchini et al., 2001*). Le caratteristiche di tali sedimenti sono note grazie ai numerosi sondaggi profondi eseguiti per ricerche petrolifere e geotermiche, in particolare nell'area compresa tra il Vesuvio ed il fiume Volturno (*Bellucci, 1994; Brocchini et al., 2001*). Il substrato di questi depositi quaternari è costituito dalle successioni della Piattaforma Carbonatica Appenninica localmente ricoperte da unità terrigene.

# PARTE 2

Siti di campionatura

e

tecniche analitiche

#### 4. Confine Calabro-Lucano e siti di campionatura

In Italia, in diversi settori delle Alpi e dell'Appennino settentrionale, possono essere individuate in affioramento sequenze ofiolitiche con la relativa copertura sedimentaria (Robertson, 2002; Bortolotti e Principi, 2005; Vignaroli et al., 2009), che rappresentano frammenti di crosta oceanica obdotti su crosta continentale durante la chiusura del bacino oceanico della Tetide (Rossetti et al., 2004). In Italia meridionale, successioni ofiolitiche sono più rare ed affiorano solamente nella zona del confine Calabro-Lucano, e in particolare lungo il versante settentrionale dei Monti del Pollino, e nella Calabria più settentrionale (Beccaluva et al., 1983; Spadea, 1994; Piluso et al., 2000; Tortorici et al., 2009).

##### 4.1. Il Complesso Liguride e la geologia dell'area del Pollino

Le ofioliti affioranti nell'area del Parco nazionale del Pollino sono ascritte al Complesso Liguride (Ogniben, 1969; Bonardi et al., 1988) e costituiscono una delle porzioni più interne della catena e sono le prime ad essere state coinvolte nell'orogenesi che ha portato alla formazione della Catena Appenninica meridionale (Bonardi et al., 1988). Il Complesso Liguride rappresenta i resti di un prisma di accrezione Cretacico-Oligocenico (LAC, Ligurian Accretionary Complex; Ciarcia et al., 2009) derivante dalla chiusura del dominio oceanico interposto tra il margine europeo rappresentato dal blocco Calabro-Peloritano (CPT, Calabria-Peloritani Terrane; Bonardi et al., 2001) ed il margine Apulo (Bonardi et al., 1988; Knott, 1994; Ciarcia et al., 2009 e 2012; Tortorici et al., 2009; Vitale e Ciarcia, 2013). Le unità che costituiscono il LAC rappresentano l'elemento geometricamente più elevato della catena (Bonardi et al., 1988) e si trovano in sovrapposizione tettonica sulle unità carbonatiche che derivano dalla deformazione della Piattaforma Appenninica, scollate dal loro basamento triassico (Cippitelli, 2007; Mazzoli et al., 2008), ed in particolare ricoprono un complesso calcareo-dolomitico di età compresa tra il Trias superiore ed il Cretaceo superiore rappresentato dall'Unità Alburno-Cervati (Amodio Morelli et al., 1976). La struttura generale del LAC dell'Appennino Meridionale (Bonardi et al., 1988) mostra delle forti somiglianze con il cuneo di accrezione dell'Appennino Settentrionale (Elter, 1975). Dal basso verso l'alto all'interno del Complesso liguride si riconoscono quattro unità tettoniche:

1. l'unità del Frido e le Ofioliti Calabre, interessate da un metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura, corrispondenti alle Unità Liguridi Interne dell'Appennino settentrionale;
2. le successioni bacinali dell'Unità Nord Calabrese e delle Parasicilidi, al cui interno si rinvencono frammenti ofiolitici di diversa natura, corrispondenti alle Unità Liguridi Esterne dell'Appennino settentrionale;
3. la successione bacinale dell'Unità Sicilide, in cui non si trovano frammenti di natura ofiolitica, corrispondente alle Unità Sub-Liguridi dell'Appennino settentrionale;
4. le varie successioni di bacino di wedge-top, corrispondenti alle Unità Epi-Liguridi dell'Appennino settentrionale.

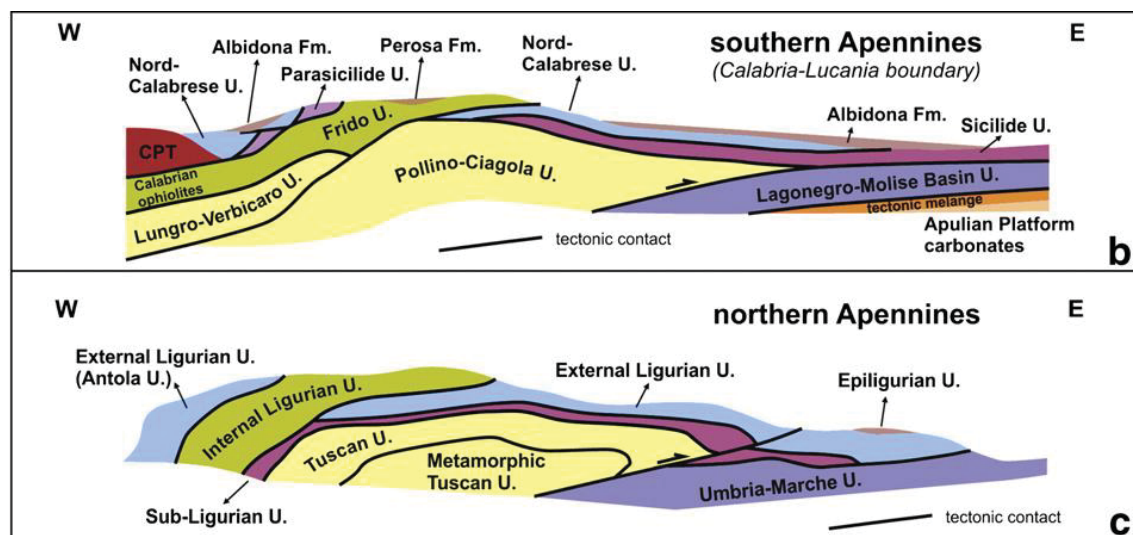


Figura 4.1 – Relazioni geometriche tra le unità tettoniche e i depositi di wedge-top nell'Appennino meridionale e settentrionale (da Vitale et al., 2013).

Il LAC è stato oggetto di numerosi studi, i cui risultati hanno spesso generato interpretazioni diverse e controverse. In particolare, il significato del Complesso Liguride nell'evoluzione geodinamica dell'Appennino meridionale è stato oggetto di due interpretazioni differenti. Alcuni autori (*Ogniben, 1969; Knott, 1987; Monaco et al., 1991; Monaco e Tortorici, 1995*) considerano i terreni liguridi come elementi di un cuneo di accrezione con vergenza apula, che rappresenta una zona di sutura tra il blocco Europeo (rappresentato dalle unità dei Terreni del CPT) ed il blocco Africano. La seconda interpretazione considera questi terreni come elementi di una catena Alpina a vergenza Europea, di età Cretacico-Paleogenica, coinvolti durante il Neogene nella costruzione della catena Appenninica (*Amodio Morelli et al., 1976; Bonardi et al., 1988; Ciarcia et al., 2009*).

Nell'area del Pollino affiorano diffusamente i terreni ascritti all'Unità Nord-Calabrese e all'Unità del Frido e, in minor misura, i terreni delle Unità Sicilidi e Parasicilidi. (Fig. 4.2; *Belviso et al., 2009*).

- l'Unità Nord Calabrese (Cretacico superiore – Burdigaliano inferiore) è costituita alla base dall'Unità Stratigrafica di Timpa delle Murge che consiste in blocchi di dimensioni variabili di rocce ofiolitiche derivanti da una litosfera oceanica (peridotiti serpentinite, gabbri, pillow lavas, radiolariti, argilliti grigio-rossastre e calcari a calpionella) associate a frammenti di crosta continentale come gneiss e raramente anfiboliti. La parte alta dell'Unità Nord Calabrese è rappresentata dalla Formazione delle Crete Nere che consiste in una intercalazione di arenarie quarzose, argilliti scure e calcari micritici che sfuma verso l'alto in una successione torbiditica di calcareniti parzialmente silicizzate che è la Formazione del Saraceno;
- l'Unità del Frido rappresenta quella più estesa e comprende una successione di terreni cretacico-oligocenici poli-metamorfosati, consistenti in frammenti di dimensioni variabili di rocce di crosta continentale ed oceanica (Episcopia-San Severino Mélange in Bonardi et al., 1988), che includono matagranitoidi, gneiss, anfiboliti e granofels, spesso tagliati da dicchi di rocce basiche (Unità di Cropani-Episcopia in Belviso et al., 2009; Formazione di Timpa Rotalupo in Vitale et al., 2013), e frammenti di peridotiti serpentinite, gabbri, doleriti e basalti a pillow (Scaglie Tettoniche di incerta origine in Belviso et al., 2009; Formazione di Timpa della Guardia in Vitale et al., 2013). Queste litologie di rocce cristalline sono ricoperte da rocce metasedimentarie di diversa natura, quali filladi, quarziti e metaradiolariti (Formazione di San Severino in Vitale et al., 2013) e calce-scisti (Formazione di Monte Caramola in Vitale et al., 2013).

Il contatto tra le due Unità è generalmente poco osservabile, tuttavia, in accordo con Vitale et al. (2013), nel settore di SE dei monti del Pollino, l'Unità del Frido ricopre tettonicamente l'Unità Nord Calabrese che è localmente esposta in finestre tettoniche, mentre nel settore di NW dei Monti del Pollino, l'Unità del Frido è ricoperta tettonicamente dall'Unità Nord Calabrese.



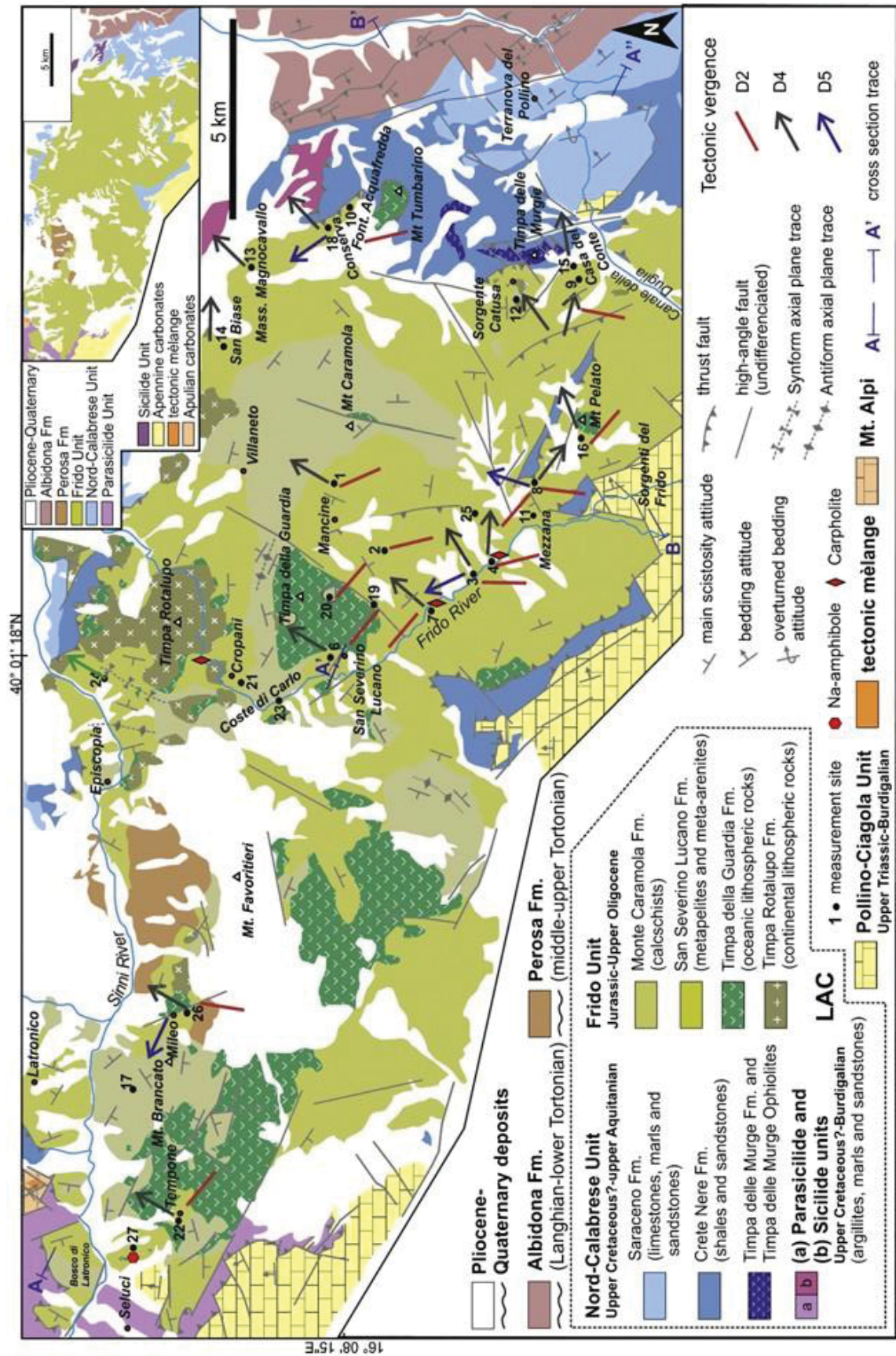


Figura 4.2 – Carta geologica semplificata dell'area del Pollino (da Vitale et al., 2013).

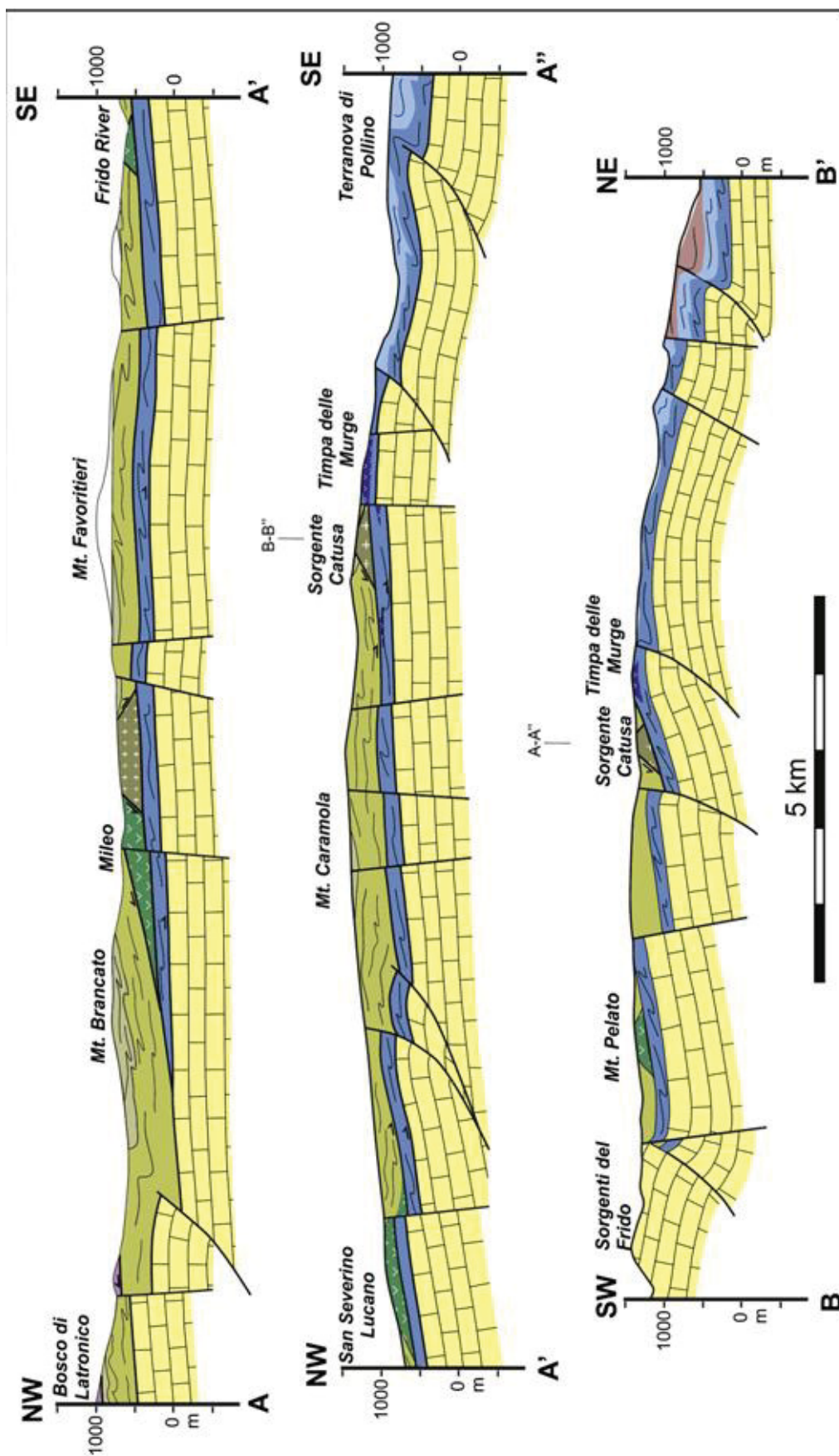


Figura 4.3 – Sezioni geologiche dell'area del Pollino (da Vitale et al., 2013).



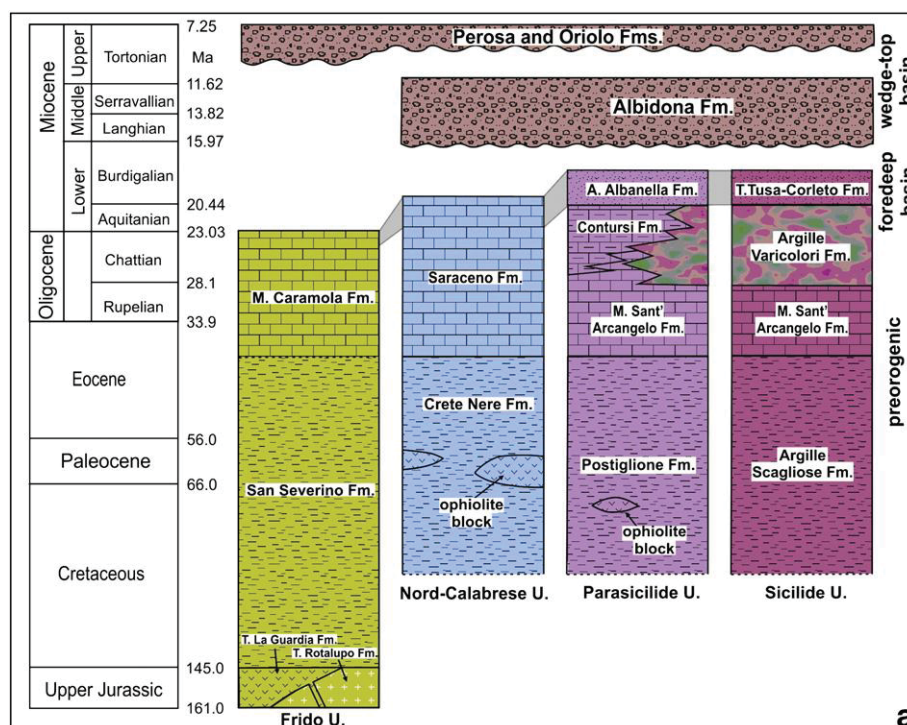


Figura 4.4 – Colonne stratigrafiche delle Unità Tettoniche affioranti nell'area del Pollino (da Vitale et al., 2013).

#### 4.1.1. L'impronta metamorfica del LAC

Diversi autori riportano evidenze di un metamorfismo di tipo HP/LT nell'Unità del Frido, testimoniato da assemblaggi mineralogici aragonite + glaucofane + crossite + lawsonite + Na-pirosseno, nelle metabasiti e nelle metadoleriti (De Roever, 1972; Lanzafame et al., 1979; Spadea, 1982; Monaco et al., 1991; Belviso et al., 2009). La presenza di lawsonite, o paragenesi tipo pumpellyite + aragonite o crossite + Na-pirosseno + Na-anfibolo nelle metabasiti, indicano un picco di pressione intorno a 0,8-1 GPa e picchi di temperatura di ~400–450 °C, seguiti da una riequilibratura in facies di scisti verdi intorno a 0,4 GPa e 300–350 °C (Monaco e Tortorici, 1995; Monaco et al., 1995). Molti degli affioramenti di metabasiti del settore di NW dei Monti del Pollino, tra Episcopia e Seluci, sono caratterizzati da un metamorfismo di tipo HP/LT testimoniato dalla presenza di Na-anfibolo, con picchi di pressione intorno a 1,3 GPa e temperature intorno a 300 °C (Belviso et al., 2009). Condizioni termo-bariche molto diverse sono state trovate invece per i metasedimenti, in cui la presenza di aragonite suggerisce temperature di 140–180 °C per la sub-unità ad argilloscisti, indicando una profondità di seppellimento di 4–5 km, e di circa 200 °C per la sub-unità a calcescisti, indicando una profondità di seppellimento di 6–7 km (Di Leo et al., 2005). L'età dell'evento metamorfico di HP/LT è abbastanza controversa.

Sulla base di dati biostratigrafici (*Bonardi et al., 1993*) e geologico-strutturali (*Monaco et al., 1991; Bonardi et al., 2001*) il metamorfismo dell'Unità del Frido viene datato all'Oligocene superiore, coerente con le età radiometriche ottenute sulle metabasiti di circa 28 Ma (*Delaloye et al., 1984*). Altri autori invece, sulla base di informazioni derivanti dalle tracce di fissione degli zirconi di rocce di crosta continentale, ritengono che l'età del metamorfismo sia da spostare più indietro, al limite Cretaceo-Paleocene tra 56-65 Ma (*Laurita et al., 2007; Invernizzi et al., 2008*). Recentemente, *Cristi Sansone et al. (2011)* hanno evidenziato che la presenza di dicchi basici a carattere tholeitico tipo MORB, intrusi all'interno delle peridotiti serpentinizzate, indicano che la crosta oceanica che esse rappresentano si sia formata in un contesto di espansione oceanica lenta tipica di ambienti bacinali di tipo Transizionali Oceano-Continente (OCT), come già proposto da *Cello e Mazzoli (1998)* sulla base della coesistenza di litologie di crosta continentale e di crosta oceanica. Inoltre, questi ultimi autori hanno riconosciuto un assemblaggio mineralogico da facies in scisti verdi relativo ad un metamorfismo di fondo oceanico che anticipa l'evento tettonico che ha prodotto l'impronta del metamorfismo HP/LT identificato dagli autori già citati. L'impronta metamorfica dell'unità del Frido indica chiaramente che questa unità è stata inglobata nel cuneo di accrezione per seppellimento cui è seguita una fase di rapida esumazione tettonica durante il Miocene (*Mazzoli, 1998; Corrado et al., 2010*). Le altre unità tettoniche che costituiscono il LAC, in altre parole l'Unità Nord Calabrese, le Parasicilidi e le Sicilidi, non mostrando segni di un metamorfismo di tipo HP/LT sono ritenute essere state incluse nel prisma con un meccanismo di accrezione frontale (*Mattioni et al., 2006; Vitale et al., 2011; Ciarcia et al., 2012*).

#### 4.1.2. Origine delle Ofioliti del Pollino

Le rocce ofiolitiche affioranti nei Monti del Pollino sono resti della crosta oceanica Giurassica appartenente alla Tetide Alpina (senso ampio) incorporati all'interno della catena dell'Appennino meridionale nel corso dei processi orogenici dell'Oligocene superiore - Miocene inferiore. Secondo *Dercourt et al. (1986)* le ofioliti presenti in Appennino deriverebbero dall'Oceano Ligure (indicato da *Stampfli et al., 2002* come Tetide Alpina), che nel settore sudoccidentale si estendeva tra la Sila e l'Apulia tra il Giurassico medio e il Cretacico superiore, e da cui provengono le Unità tettoniche del LAC e del CPT. Le ofioliti della Calabria e del Pollino sarebbero quindi relitti alpini trasportati all'interno della Catena Appenninica (*Amodio Morelli et al., 1976; Gueguen et al., 1998*).

Altri autori invece, ritengo che la subduzione della porzione meridionale della Tetide Alpina sia in parte contemporanea a quella della porzione settentrionale (*Dewey et al., 1989; Knott, 1994; Faccenna et al., 2001a; Carmignani et al., 2004*). Il prisma accrezionale in cui si sono formate le Unità Liguridi, e che ha inglobato le rocce ofiolitiche, sarebbe quindi legato alla stessa subduzione che ha portato successivamente alla formazione della Catena Appenninica.

Sulla base della distribuzione dei *mélange* ofiolitici affioranti in Corsia, in Appennino Meridionale e nella Calabria Settentrionale, Tortorici et al. (2008) sostengono che, in accordo col modello a due oceani, queste successioni ofiolitiche deriverebbero dalla chiusura del ramo oceanico posto tra il margine continentale europeo rappresentato dal blocco Sardo-Corso e il blocco dei terreni Calabro-Peloritani (oceano W Ligure in Handy et al., 2010).

#### **4.2. Descrizione dei siti di campionatura**

Per gli scopi di questa tesi si sono prelevati 89 campioni rappresentativi delle diverse litologie ascrivibili a un settore di litosfera oceanica, cercando di coprire al meglio l'intera area del versante settentrionale dei Monti del Pollino, dove esse affiorano in modo discontinuo. A questo scopo si è utilizzata la carta geologica di Belviso et al. (2009), la più recente disponibile al momento in cui è stata portata a termine l'attività di campagna di questa tesi, nel periodo Primavera – Estate 2012. La carta geologica semplificata, in allegato, riporta la posizione approssimativa dei siti di campionamento, mentre nella tabella di appendice A1 sono indicate le loro coordinate geografiche GPS.

##### **4.2.1. Le ofioliti dell'Unità Nord Calabrese**

Le sezioni di ofioliti affioranti nei pressi di Terranova del Pollino, e in particolare nei siti di Timpa delle Murge e di Timpa di Pietrasasso, sono considerate da 40 anni le sequenze ofiolitiche più complete dell'area dell'Appennino meridionale (*Lanzafame et al., 1978*). Le successioni ofiolitiche di Timpa delle Murge e Timpa Pietrasasso sono situate all'interno dell'Unità Nord-Calabrese. L'assenza di metamorfismo HP in questa unità ha permesso una migliore preservazione delle ofioliti e della relativa copertura sedimentaria. Esse comprendono serpentiniti e gabbri, ricoperti da lave a cuscino (pillow) e brecce (ialoclastiti) con la relativa copertura sedimentaria costituita da radiolariti, calcari e argilliti.



### **Timpa delle Murge**

La Formazione di Timpa delle Murge vera e propria rappresenta la copertura sedimentaria delle rocce ignee ed è costituita da argilliti silicizzate varicolori, interessate da un clivaggio tipo pencil, contenenti alcuni strati di quarzareniti seguite da radiolariti di colore verde e rosso con strutture nodulari, di pochi metri di spessore con sottili intercalazioni di calcari marnosi a calpionella di colore rosato a grana fine (*Monaco et al., 1995*). Questa formazione è stata attribuita al Giurassico superiore tramite analisi della microfauna delle metaradiolariti associate (*Marcucci et al., 1987*). La successione dei litotipi ignei affioranti in quest'area comprende alla base serpentiniti di colore verde scuro, molto tettonizzate e cataclastiche, esposte però in affioramenti localizzati. Verso l'alto si osservano piccoli corpi gabbri che mostrano una tessitura granulare a grana decisamente grossa. I basalti con strutture a pillow sono il litotipo più abbondante di questo sito. Le loro dimensioni sono abbastanza variabili e comprese tra pochi decimetri e qualche metro e molto spesso al loro interno si osservano fratture radiali. I basalti si presentano afirici con una pasta di fondo scura ed un bordo esterno arrossato. I pillow sono spesso cementati da una matrice ialoclastitica frequentemente cloritizzata come indicato dal colore verde. Sono inoltre frequenti delle lave brecciate costituite da frammenti spigolosi con caratteristiche simili a quelle dei pillow, cementate da calcite.

### **Timpa di Pietrasasso**

La sequenza ofiolitica di Timpa di Pietrasasso è molto simile a quella di Timpa delle Murge, ma presenta una differente abbondanza dei tipi litologici. In primo luogo sono molto più frequenti gli affioramenti di serpentiniti cataclastiche, associati ai quali si trovano anche blocchi di dimensione metrica costituiti da anfiboliti e gneiss, oltre a corpi che originariamente dovevano essere parte di filoni basici. Anche i gabbri sono meglio rappresentati a Timpa di Pietrasasso. Questi si presentano granulari, a grana da media a grossolana, costituiti da plagioclasio completamente trasformato, di colore verde chiaro o biancastro, ed evidente clinopirosseno di colore scuro. Inoltre, sono intrusi da filoni di rocce basiche. I sovrastanti basalti, che costituiscono la maggior parte della parete di Timpa di Pietrasasso, sono costituiti prevalentemente da brecce di pillows afiriche con una matrice di colore verde nei cui interstizi è presente spesso carbonato di colore rosa e/o ialoclastite. A tetto del complesso effusivo si osserva il passaggio stratigrafico alle sovrastanti radiolariti rosse e verdi, ma qui scarsamente rappresentate, rispetto al sito di Timpa delle Murge.

4.2.2. Le ofioliti dell'Unità del Frido

Da carta geologica le litologie associabili a sequenze ofiolitiche si rinvencono prevalentemente: i) a Timpa della Guardia; ii) nei pressi dell'abitato di San Severino Lucano, in cui costituiscono un corpo ofiolitico di notevoli dimensioni; iii) a Timpa Castello, Timpa Rotalupo e Timpa della Gatta, dove costituiscono degli affioramenti che bordano le rocce di crosta continentale largamente affioranti in questi siti. Le serpentiniti di Timpa della Guardia si presentano di colore verde intenso e sono quasi sempre intensamente cataclastiche. Nelle fratture si trovano spesso riempimenti di anfiboli fibrosi e in alcuni casi calcite. Le serpentiniti presentano una completa trasformazione della paragenesi primaria ma spesso sono ancora visibili relitti di clinopirosseno di grandi dimensioni. Nel corpo serpentinitico di Timpa della Guardia sono presenti pirosseniti. Queste rocce si presentano isotrope, a grana grossa e di colore verde scuro, costituite da visibili cristalli di pirosseno di notevoli dimensioni. Inoltre si rinvencono frequentemente metabasiti a grana medio-fine in cui sono visibili cristalli di pirosseno e plagioclasio che il più delle volte mostrano una classica colorazione di alterazione rosso-ocra dovuta ad ossidazione del ferro. A contatto con l'incassante, i filoni mostrano un orlo di reazione da verde chiaro a bianco, di 2-5 cm di spessore. Sono inoltre presenti delle vene di cristalli idiomorfi di quarzo che tagliano le metabasiti.

## **5. TECNICHE ANALITICHE**

Le fasi della preparazione dei campioni per le analisi chimiche e petrografiche sono state eseguite presso diversi laboratori. Presso i laboratori del C.I.S.A.G. (Centro Interdipartimentale di Servizi per Analisi Geomineralogiche) dell'Università di Napoli Federico II, siti nel complesso universitario del Centro Storico, sono stati tagliati, granulati e polverizzati i campioni. Le sezioni sottili sono state preparate presso il laboratorio preparazione sezioni sottili del Dipartimento di Scienze della Terra di Monte Sant'Angelo. Presso i laboratori del Centres Científics i Tecnològics de la Universitat de Barcelona (CCiTUB) si è proceduto alla determinazione delle concentrazioni degli elementi chimici sulle rocce in toto con diverse tecniche analitiche (XRF, LOI, ICP-MS) e sui minerali in sezione sottile (SEM-WDS). Presso la sezione di Napoli dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (Osservatorio Vesuviano) si sono misurati i rapporti isotopici di Sr e Nd (TIMS). Presso la sezione di Pavia dell'Istituto di Geoscienze e Georisorse (CNR) si sono determinate le concentrazioni degli elementi in traccia sui minerali in sezione sottile (LA-ICP-SFMS).

### **5.1. Preparazione di granulati e polveri**

I campioni scelti per lo studio sono stati inizialmente tagliati con una sega circolare a disco diamantato per ottenere dei pezzi di minori dimensioni, che poi sono stati frantumati con un frantoio a ganasce, per ottenere un granulato di ogni campione. Una porzione dei granulati così ottenuti è stata lavata con acqua deionizzata e messa ad asciugare in forno alla temperatura di circa 90°C. Una volta asciutti i campioni sono stati osservati al microscopio binoculare procedendo al picking di 50 g di frammenti (apparentemente meno alterati) per ognuno di essi. Questi 50 g di frammenti di ciascun campione sono stati polverizzati tramite l'utilizzo di un mulino colloidale con giara d'agata.

### 5.2. Preparazione delle sezioni sottili

Da ogni campione raccolto in campagna, è stato tagliato tramite una sega circolare a disco diamantato, un piccolo mattoncino delle dimensioni di circa (3x2x1)cm. Una faccia del mattoncino è stata poi trattata in modo da renderla piana e lucida. Questa operazione è stata eseguita tramite l'utilizzo di una mola con dischi smerigliatori (di carburo di silicio). Tutta l'operazione è consistita nel sottoporre la sezione di roccia a diversi cicli di lucidatura, eseguiti con dischi a maglia progressivamente più piccola (80, 180, 300 e 600Mesh). In seguito si è passati alla smerigliatura a mano su lastra di vetro, di una delle facce del vetrino, così da migliorare la visibilità al microscopio polarizzatore. La faccia lucidata, dopo essere stata accuratamente pulita prima con sapone poi con alcool e dopo essere stata riscaldata per pochi minuti su una piastra, è stata incollata alla faccia smerigliata del vetrino, mediante una resina bi-componente (legante + indurente). La coppia vetrino-roccia è stata in seguito ridotta di spessore tramite una troncitrice, a circa 100  $\mu\text{m}$  dalla superficie incollata. Per raggiungere lo spessore di 30 $\mu\text{m}$  (standard per le sezioni sottili di rocce) si è passati successivamente all'abrasione a smeriglio progressivamente sempre più fine, prima sulla mola (300 e 600 Mesh) e poi su una lastra di vetro a mano (600 e 800 Mesh). Le sezioni sono state infine lucidate. Il processo di lucidatura consiste nell'abrasione tramite smerigli sempre più fini (1200, 2400, 4000Mesh, 1 $\mu\text{m}$  e  $\frac{1}{4}$   $\mu\text{m}$ ) montati su una lappatrice, fino a quando la sezione non è perfettamente lucida.

### 5.3. Analisi petrografiche

Tutte le sezioni sottili prodotte sono state osservate al microscopio ottico polarizzatore per la determinazione delle caratteristiche petrografiche (struttura e tessitura) e per l'individuazione delle paragenesi fondamentali. Per ogni sezione sottile è stata poi effettuata l'analisi modale per determinare la percentuale volumetrica di ogni fase minerale individuata. Tale analisi modale è stata condotta tramite l'utilizzo di un microscopio ottico da petrografia in accoppiamento ad una fotocamera Leica DFC280 con software Leica QWin, su un numero variabile di punti sulle sezioni sottili (da un minimo di 1000 ad un massimo di 3000).

#### **5.4. Determinazione della LOI dei campioni**

La LOI (Loss On Ignition) rappresenta la perdita di peso in percentuale di un campione di roccia, sottoposto ad un trattamento termico ad alta temperatura, che nel caso del presente lavoro è durato complessivamente otto ore. Si è operato come descritto di seguito:

- si è lasciato che il forno a muffola raggiungesse la temperatura di 1000°C. È stata scelta tale temperatura per evitare l'innescò della fusione dei campioni, trattandosi per la maggior parte di rocce basiche ed ultrabasiche;
- una volta raggiunta la temperatura di 1000°C, sono stati inseriti nel forno per circa 4 ore dei crogioli di ceramica refrattaria vuoti, in modo tale che perdessero l'umidità eventualmente assorbita durante le operazioni di lavaggio in seguito a cicli termici precedenti;
- dopo le 4 ore i crogioli sono stati prelevati dal forno e pesati tramite un bilancia di precisione ( $P_T$ );
- ogni crogiolo è stato poi riempito con circa 1g di polvere di uno specifico campione ( $P_1$ ) e sono stati riposti nuovamente nel forno per 4 ore alla temperatura di 1000°C;
- dopo le 4 ore i crogioli con le polveri sono stati pesati nuovamente ( $P_2$ );
- i valori di LOI sono stati calcolati applicando la seguente relazione matematica:

$$LOI = \left( \frac{P_1 - P_2}{P_1 - P_T} \right) \cdot 100 ;$$

#### **5.5. Analisi chimiche in fluorescenza ai raggi-X (XRF)**

Gli elementi maggiori ed alcuni elementi in traccia sono stati determinati tramite lo spettrometro a fluorescenza a raggi X (XRF, X-Ray Fluorescence) Philips PW2400 su pasticche e perle ottenute dalle polveri preparate in precedenza. Le concentrazioni degli elementi maggiori sono espresse come percentuali in peso di ossidi e gli elementi determinati sono stati SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(t), MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Le concentrazioni degli elementi in traccia sono espresse come ppm (parti per milione) e gli elementi determinati sono stati Sc, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce. Precisione e accuratezza sono generalmente nell'ordine di 1-2% per gli ossidi maggiori e 5-10% per gli elementi in tracce, calcolati utilizzando gli standard JB-2 e JGb-1 del Geological Survey of Japan.



5.5.1. Preparazione di perle e pasticche

Cinque grammi di polvere sono stati posti in una stufa e lasciati essiccare alla temperatura di 100°C per 12 ore. Con la polvere asciutta, si è passati alla realizzazione delle perle e delle pasticche su cui sono state effettuate le determinazioni analitiche in XRF.

**Preparazione delle perle**

Per ogni campione si sono pesate tre aliquote di polvere da 0,3 g circa. Ad ogni aliquota sono stati aggiunti 5,7 g di Tetraborato di Litio ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ) e circa 0,5 ml di una soluzione di Ioduro di Litio (LiI). Ogni aliquota di campione così trattato è stata posta in un crogiolo e riscaldata a 1200 °C in una perlatrice PERL'X3 PANalytical. Il campione fuso è stato poi versato in uno stampo circolare di 3 cm di diametro e lasciato solidificare.

**Preparazione delle pasticche**

Circa quattro grammi di polvere sono stati mescolati con piccole quantità di materiale legante. Nel nostro caso si è utilizzato dell'alcool polivinilico Mowiol, il cui effetto è quello di conferire resistenza alla pasticca una volta confezionata, impedendo una sua rottura durante l'utilizzo. Il preparato è stato poi messo ad essiccare in forno alla temperatura di circa 80 °C così da far asciugare la colla. La miscela di polvere e colla, lavorata come descritto, è stata versata in appositi contenitori di alluminio al di sopra di uno strato di acido borico, con funzione di riempitivo. Il contenitore con la polvere è stato successivamente posto in un pasticcatore circolare di 3 cm di diametro, che a sua volta è stato inserito in una pressa idraulica Herzog, con la quale si è applicata una pressione di 20 kg/cm<sup>2</sup> per circa 20 secondi, ottenendo così la pasticca pressata.

5.6. Analisi chimiche al plasma massa (ICP-MS)

Le polveri di alcuni campioni utilizzati in questa tesi sono state analizzate tramite la tecnica ICP-MS (Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry), usando uno spettrometro Perkin Elmer Elan 6000, per la determinazione delle concentrazioni degli elementi chimici in tracce di Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ag, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Pb, Th, U espresse come ppm (parti per milione). Circa 0,1g di polvere sono stati attaccati con 2,5ml di HCl (20%) per 24h in forno alla temperatura di 150°C. Successivamente sono stati dissolti con una miscela a caldo (su bagno di sabbia a 200°C) di acidi ultrapuri,

composta da 5ml HF (al 60%) + 3,5ml HNO<sub>3</sub> (al 70%) + 2,5ml HClO<sub>4</sub> (al 35%). Il processo è durato fino alla completa evaporazione della miscela di acidi. Il residuo dei campioni così ottenuto è stato portato in soluzione con 14ml di acqua MilliQ. Precisione e accuratezza sono generalmente nell'ordine di 1-2% calcolati utilizzando gli standard JB-2 e JGb-1 del Geological Survey of Japan.

### 5.7. Spettrometria di massa (TIMS)

Le composizioni isotopiche di Sr e Nd delle rocce sedimentarie sono state ottenute su roccia totale utilizzando le polveri. Circa 0,1g di polvere sono stati attaccati con 5ml di HCl (2,5N) a caldo (su piastra) per circa 10 minuti e successivamente dissolti con una soluzione acidi ultrapuri di HF (30N) + HNO<sub>3</sub> (15N) + HCl (6N) a caldo per circa 24h (su piastra). Sr e Nd sono stati successivamente separati attraverso il metodo di separazione cromatografica su colonna, utilizzando la resina a scambio cationico Dowex AG50W X-8 200mesh per lo Sr e la Ln Spection per il Nd. I rapporti isotopici sono stati misurati attraverso uno spettrometro di massa ThermoFinnigan Triton TI. I valori misurati sono stati successivamente corretti utilizzando i valori dello standard NIST-SRM 987 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710249$  con  $2\sigma = 1,47 \cdot 10^{-5}$ ; valore certificato = 0,71025) e LaJolla ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511833$  con  $2\sigma = 7,65 \cdot 10^{-6}$ ; valore certificato = 0.51185) analizzati nel periodo in cui si sono compiute le misure

### 5.8. Microsonda elettronica (SEM-WDS)

La composizione chimica delle fasi minerali più “fresche” (meno alterate), individuate durante l'analisi petrografica delle sezioni sottili, è stata determinata tramite analisi al SEM-WDS, ovvero un microscopio elettronico a scansione in accoppiamento ad un rivelatore di raggi-X a dispersione di lunghezza d'onda. Lo strumento utilizzato è il Cameca SX100 accoppiato a 4 rivelatori WDS. La microsonda operava con un voltaggio di circa 15 kV e 100 mA di corrente al filamento e con un tempo di acquisizione di circa 50 secondi. La calibrazione dello strumento per la verifica della precisione delle misure analitiche è fatta tramite uno standard interno del CCiTUB. Le sezioni dei campioni da sottoporre ad analisi sono state metallizzate, in condizioni di sottovuoto, con uno strato di grafite spesso circa 4 micron, in modo da favorire la conduzione elettrica.

5.9. Microsonda ionica (LA-ICP-SFMS)

Le concentrazioni degli elementi in traccia dei minerali in sezione sottile è stata determinata attraverso analisi in LA-ICP-SFMS (laser ablation-inductively coupled plasma-sector field mass spectrometry). Gli elementi analizzati sono stati Sc, Ti, Cr, V, Rb, Sr, Zr, Cs, Ba, Gd, Pb, Y, Nb, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Dy, Er, Yb, Hf, Ta, Pr, Ho, Tm, Lu, Th and U, e le loro concentrazioni sono espresse in ppm. Lo spettrometro utilizzato, un Perkin Elmer DRCE, possiede un analizzatore a doppia messa a fuoco (Finnigan Mat, Element I) accoppiato con una sorgente laser Q-switched Nd-YAG (Quantel Brilliant). L'originario raggio emesso dalla sorgente laser (1064nm, regione dell'infrarosso vicino) viene convertito a 213nm tramite tre generatori armonici. Il diametro del punto di misura varia tra 40 e 60nm, con energia variabile tra 25-30mJ. Le determinazioni analitiche sono state acquisite utilizzando il software GLITTER. Precisione ed accuratezza sono nell'ordine del 10% per tutti gli elementi analizzati, e sono calcolate utilizzando gli standard NIST SRM 610 e BCR-2g.

# PARTE 3

Descrizione

ed

analisi dei dati

## **6. CLASSIFICAZIONE E PETROGRAFIA DELLE ROCCE**

Dal punto di vista litologico, le rocce campionate lungo il versante settentrionale del Pollino possono essere suddivise in cinque classi litologiche differenti: serpentiniti, pirosseniti, gabbri, basalti a pillow e basalti filoniani.

### **6.1. Petrografia**

#### **6.1.1 Pillow lavas**

I pillow lavas, campionati nell'unità di Timpa delle Murge nei pressi di Terranova del Pollino, si presentano a grana molto fine, porfiriche per fenocristalli di plagioclasio e clinopirosseno e raramente olivina. La pasta di fondo è costituita da plagioclasio, clinopirosseno, olivina, ossidi di ferro, cui si associano minerali di genesi secondaria quali zeoliti, epidoto, clorite e calcite che danno luogo a strutture fibroso-raggiate sferulitiche. Il plagioclasio si presenta quasi sempre completamente alterato con abito fibroso e talvolta scheletrico e generalmente si verifica sostituzione dei plagioclasti primari con l'albite. I clinopirosseni, nel complesso meglio conservati dei plagioclasti, sono talvolta completamente sostituiti da clorite e da un anfibolo con un aspetto fibroso e pleocroismo dal giallo pallido al verde chiaro. Gli ossidi di ferro sono quasi sempre ossidati e generalmente il processo di ossidazione del ferro porta allo sviluppo di aggregati ematitici che si concentrano lungo le microfratture dei pillow e conferiscono la tipica colorazione rossastra alla pasta di fondo. In alcuni casi si notano piccole vene riempite da quarzo, albite o calcite sempre accompagnati da piccole quantità di serpentino, anfibolo e pumpellyite. Le osservazioni microscopiche indicano un chiaro processo di spilitizzazione dei basalti a pillow.

#### **6.1.2. Gabbri**

I gabbri campionati nell'unità di Timpa delle Murge nei pressi di Terranova del Pollino sono caratterizzati da una grana molto grossa (in alcuni casi pegmatitica) e mostrano una chiara tessitura cumulitica. La paragenesi primaria è costituita da plagioclasio, spesso inglobato nel clinopirosseno che è l'altra fase molto abbondante, e da piccole quantità di olivina incluse nel plagioclasio e da ossidi opachi. Come per i basalti a pillow, anche nei gabbri il plagioclasio si presenta spesso alterato e sostituito da albite. Il clinopirosseno, meglio conservato del plagioclasio mostra comunque evidenti segni di alterazione, molto marcati lungo le tracce di sfaldatura. La sequenza di cristallizzazione è osservata è olivina – plagioclasio – clinopirosseno.



6.1.3. Serpentiniti

Le serpentinititi campionate nell'unità di Timpa delle Murge nei pressi di Terranova del Pollino sono costituite largamente da serpentino che mostra una struttura reticolare. I minerali relitti presenti in queste serpentinititi sono quasi esclusivamente dei porfiroclasti di minerali opachi di colore bruno-rossastro di ossido di ferro spesso ben sviluppati, ma generalmente scheletrici con evidenti segni di riassorbimento. Rarissimi sono i relitti di minerali mafici quali olivina e clinopirosseno, solitamente a granulometria molto fine. Completano l'associazione mineralogica minerali secondari concentrati in vene o lenti quali la clorite e più raramente il talco. Le serpentinititi che costituiscono il corpo geologico di San Severino Lucano sono costituite principalmente da serpentino ed altri fillosilicati, quali clorite e talco, e pumpellyite e mostrano una struttura porfiroclastica. La composizione mineralogica dei minerali primari residui è generalmente molto omogenea. Tre campioni (SSL5, SSL8, SSL9) sono caratterizzati da porfiroclasti millimetrici di olivina ed ortopirosseno entrambi con segni di deformazioni interne (deformazione lamellare lungo i piani di sfaldatura, estinzione ondulate e kink bending). Il clinopirosseno è più raro (circa 10 vol.%) e si presenta come porfiroclasti di grosse dimensioni e spesso mostrano una marcata alterazione lungo le tracce di sfaldatura. Gli ossidi opachi sono tipicamente anedrali e di dimensioni contenute e in alcuni casi mostrano evidenze di riassorbimento. Raramente in questi campioni sono presenti cristalli di anfibolo anedrale di colore bruno, fortemente pleocroici. I restanti campioni di serpentinititi mostrano una tessitura porfiroblastica con relitti di piccole dimensioni di olivina ed ortopirosseno, e più raramente clinopirosseno (circa 6-7 vol%) di forma allungata che mostrano evidenti segni di deformazioni tipo kink-band. Questi minerali appaiono immersi in una matrice di serpentino a maglie. Talvolta i pirosseni appaiono sostituiti lungo i bordi da anfibolo fibroso. L'allungamento dei minerali relitti costituisce una foliazione tettonica, in cui si notano dei livelli di olivina e clinopirosseno di piccole dimensioni concentrati in bande. Lo spinello si rinviene disseminato in grani interstiziali di piccole dimensioni spesso anedrali o come inclusione nei cristalli di olivina e clinopirosseno di maggiori dimensioni.

**6.1.4. Pirosseniti**

I campioni di pirossenite prelevati nei pressi di San Severino Lucano si presentano a grana molto grossa e sono costituiti principalmente da clinopirosseno e subordinatamente da olivina ed ossidi opachi e sembrerebbero mostrare segni di tessiture da cumulo. Su base petrografica è possibile identificare almeno due famiglie di clinopirosseni. La prima è rappresentata dai pirosseni di maggiori dimensioni al cui interno si notano lamelle di smescolamento di ortopirosseno e deformazioni da kink band. Questi cristalli mostrano una alterazione più spinta e spesso fratture e tracce di sfaldatura riempite da serpentino. Raramente i cristalli più grossi appaiono sostituiti da anfibolo fibroso di colore scuro lungo i bordi. Una seconda famiglia di clinopirosseni invece è identificabile lungo i bordi dei clinopirosseni più grandi e lungo venature della roccia. Questi pirosseni sono di dimensioni più piccole dei precedenti, non sono alterati in maniera troppo spinta, non mostrano lamelle di essoluzione e segni di deformazione evidente. L'associazione mineralogica relitta consente di definire queste rocce pirossenitiche come probabili clinopirosseniti.

**6.1.5. Basalti filoniani**

Le rocce basaltiche filoniane sono delle doleriti a grana fine caratterizzate da una struttura variabile da debolmente porfirica a subafirica e con massa di fondo intersertale. Queste rocce sono costituite da una paragenesi primaria rappresentata da fenocristalli di clinopirosseni e plagioclasio entrambi spesso alterati, e ossidi opachi. Il plagioclasio si rinviene spesso completamente trasformato in albite o grossularia, a differenza del pirosseno e della magnetite che talvolta si rinvencono come minerali relitti. I clinopirosseni, inoltre, risultano in alcuni casi parzialmente trasformati in orneblenda bruna. Minerali secondari quali clorite, titanite, mica chiara, ematite e calcite completano l'assemblaggio mineralogico.

**6.1.6. Rocce sedimentarie**

Le rocce pelitiche campionate nell'Unità di Timpa delle Murge sono caratterizzate da una granulometria finissima e mostrano una laminazione molto sottile e pervasiva, che spesso si trasforma in un clivaggio di crenulazione. Queste rocce sono costituite da una matrice micaceo-argillosa di colore rosso-verdastra con rari e sparsi cristalli di quarzo e di K-feldspato.

### 6.2. Classificazione ed affinità geochimica

Composizionalmente, sia in termini di elementi maggiori sia in termini di elementi in traccia, queste rocce, come si può notare dalla loro posizione nel diagramma Nb/Y vs. Zr/Ti (Fig. 6.1), possono essere considerate tutte affini ai basalti, ovviamente tenendo conto dei limiti di una classificazione esclusivamente chimica applicata a rocce ignee intrusive o filoniane.

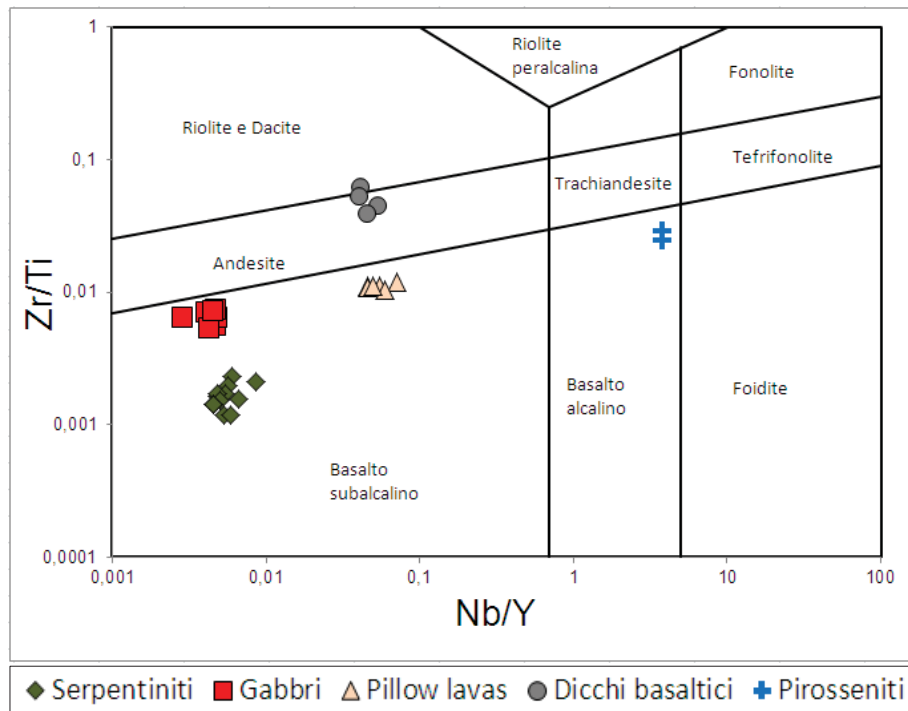


Figura 6.1 - Diagramma di classificazione Nb/Y vs. Zr/Ti (Pearce, 1996) in cui è mostrata la posizione dei campioni di rocce ignee del Pollino.

Appare tuttavia evidente dal diagramma TAS (Fig. 6.2) che a parità di contenuto in  $\text{SiO}_2$  (circa 50-52 wt.%) esiste una differenza composizionale tra i basalti a pillow, molto poveri in alcali (mediamente  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 1$  wt.%) e i basalti filoniani mediamente più ricchi in alcali ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 4,5$  wt.%), tanto è vero che nel diagramma Nb/Y vs. Zr/Ti (Fig. 6.1) questi ultimi cadono nel campo delle andesiti. Questa differenza è meglio evidenziata dal diagramma R1-R2 (Fig. 6.3) in cui i basalti a pillow sono classificati come tholeiiti mentre i basalti filoniani cadono a cavallo tra il campo dei basalti olivinici e quello dei basalti latitici. Inoltre, i basalti a pillow sono quarzo- ed iperstene-normativi ( $Q_{\text{znorm}} = 6,6-9,2$  wt.%;  $H_{\text{ynorm}} = 12,6-23,7$  wt.%) a differenza dei basalti filoniani che si presentano invece olivina-normativi ( $Ol_{\text{norm}} = 17,9-22,8$  wt.%). Inoltre, a differenza dei basalti pillow si presentano, anche se di poco, nefelina-normativi ( $Ne_{\text{norm}} = 2,7-4,6$  wt.%).

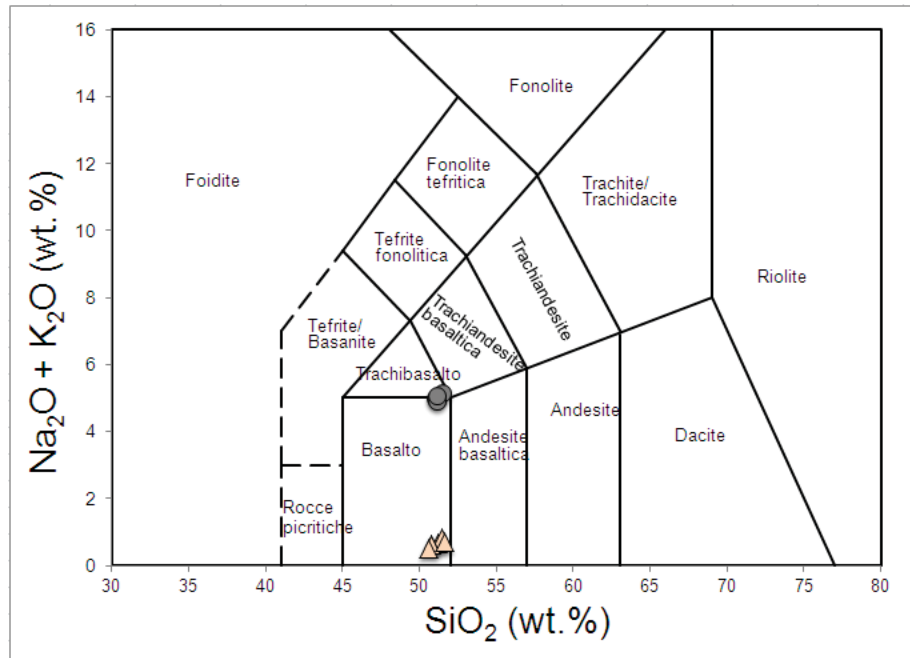


Figura 6.2– Diagramma di classificazione per le rocce effusive e filoniane (Le Bas et al., 1986) in cui è mostrata la posizione dei campioni di rocce ignee del Pollino.

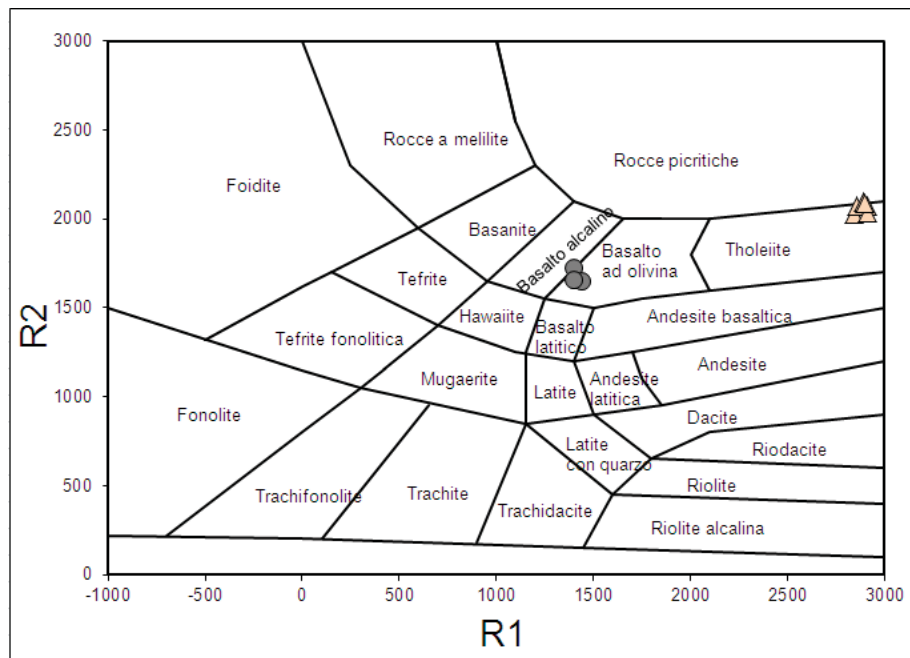


Figura 6.3 – Diagramma di classificazione R1-R2 per le rocce effusive e filoniane (De la Roche, 1980) in cui è mostrata la posizione dei campioni di rocce ignee del Pollino. Assi:  $R1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$ ;  $R2 = \text{Al} + 2\text{Mg} + 6\text{Ca}$ .

Per quanto riguarda le rocce intrusive, se si fa eccezione per quelle gabbroidi, non è stato possibile effettuare una determinazione statistica della moda a causa dello stato di serpentizzazione molto spinto, sia delle peridotiti che delle pirosseniti, anche se queste ultime appaiono meglio conservate. Per le rocce intrusive si è tentata quindi una classificazione su base chimica tramite il diagramma R1-R2 (Fig. 6.4). Tutte le rocce intrusive campionate cadono nel campo delle pirosseniti, con le rocce gabbroidi poste al confine con il campo delle gabbronoriti. Queste rocce, sulla base della loro composizione modale, possono essere classificate come gabbri s.s. e leuco-gabbri (Tab. 6.1 e Fig. 6.5).

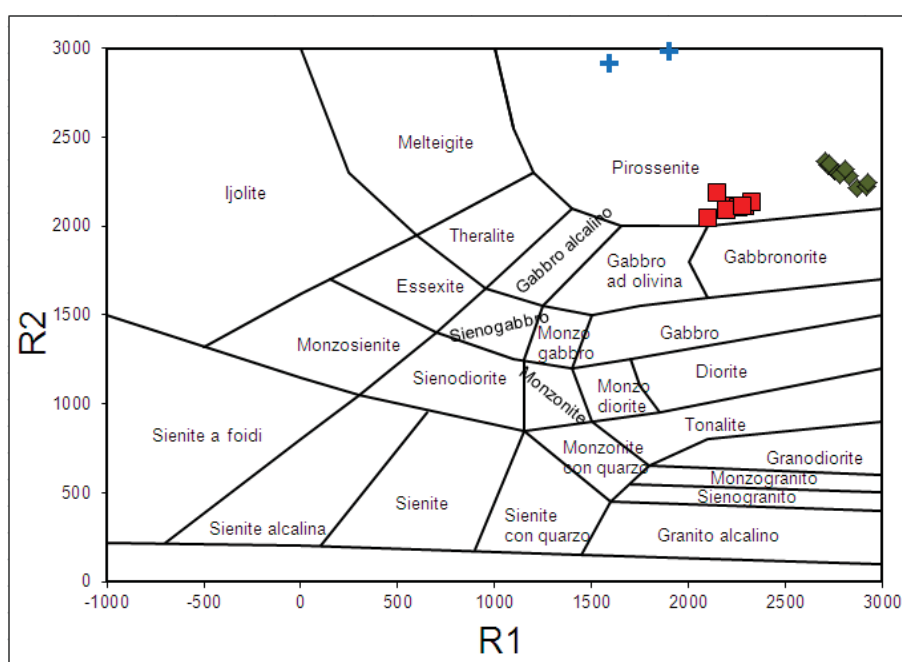


Figura 6.4 – Diagramma di classificazione R1-R2 per le rocce intrusive (De la Roche, 1980) in cui è mostrata la posizione dei campioni di rocce ignee del Pollino. Assi:  $R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ ;  $R2 = Al+2Mg+6Ca$ .

Tabella 6.1 – Composizione modale delle rocce gabbroidi.

Sigla	TMG 9	TMG 10	TMG11	TPS 3	TPS 5	TPS 12	TPS14	TPS15
Roccia	Leuco-gabbro	Leuco-gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Leuco-gabbro	Leuco-gabbro
Cpx	31	28	33	36	37	35	27	28
Ol	4	6	8	3	6	5	4	6
Pl	65	66	59	61	58	60	69	66
totale	100	100	100	100	101	100	100	100

Abbreviazioni: Cpx: clinopirosseno; Ol: olivina; Pl: plagioclasio



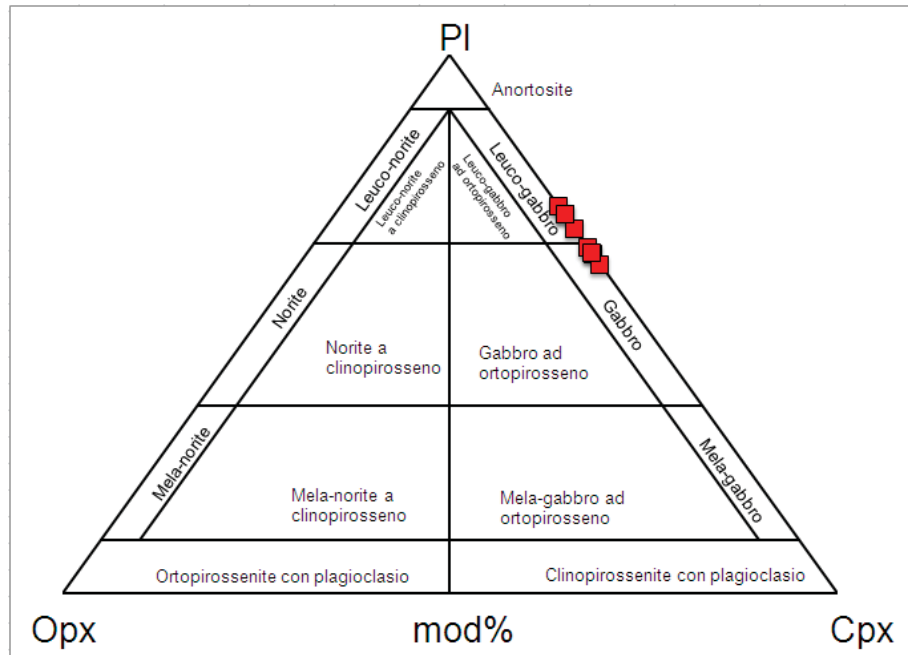


Figura 6.5 – Diagramma di classificazione modale delle rocce gabbriche, in cui è mostrata la posizione dei campioni di gabbro del Pollino (Streckeisen, 1976).

I campioni di rocce pelitiche prelevati dall'Unità di Timpa delle Murge, sono classificabili, su base chimica, come argilliti (Fig. 6.6).

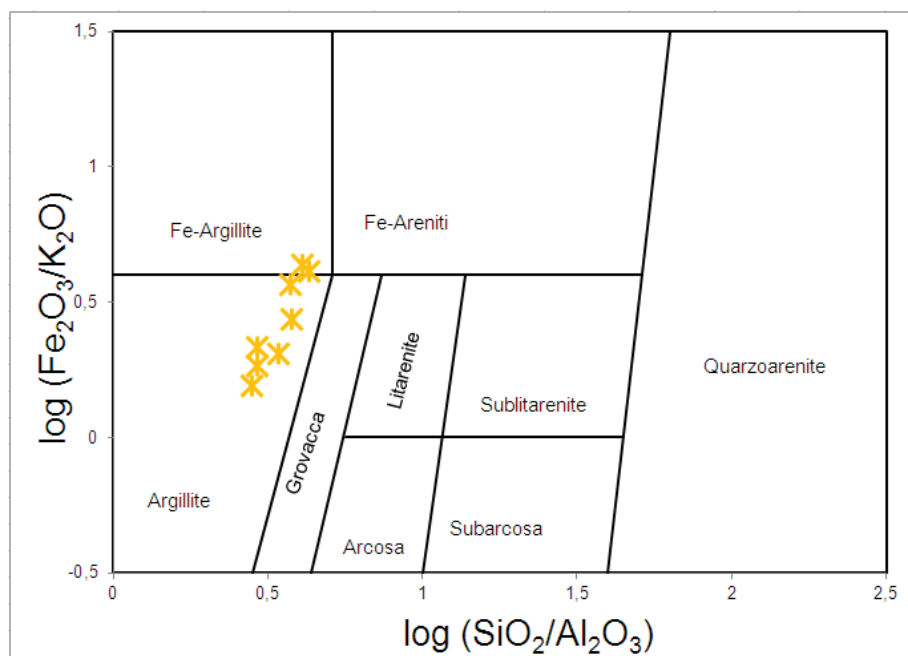


Figura 6.6 – Diagramma di classificazione delle rocce terrigene (Herron, 1988).

Dal punto di vista dell'affinità geochimica, i basalti a pillow ed i gabbri (pur essendo queste rocce intrusive e, quindi, poco rappresentative di liquidi magmatici) mostrano una affinità subalcalina (Fig. 6.7) e, più in dettaglio, mostrano una marcata affinità tholeiitica (Figg. 6.8, 6.9, 6.10). Sulla base delle concentrazioni degli elementi maggiori invece, i basalti filoniani invece, cadono nel campo delle rocce ad affinità transizionale (Figg. 6.7). Tuttavia, si ritiene leggermente più affidabile l'utilizzo dei diagrammi basati su elementi ritenuti meno mobili rispetto agli alcali che potrebbero essere stati fortemente modificati dai processi secondari che hanno interessato le rocce in esame e, quindi, potrebbero fornire indicazioni fuorvianti. Su tale base, anche i basalti filoniani mostrano affinità tholeiitica (Fig. 6.10). Per quanto riguarda le serpentiniti e le pirosseniti, non ritenendo queste rappresentative di liquidi magmatici, vengono riportate nei diagrammi proposti esclusivamente per paragone con le rocce basaltiche.

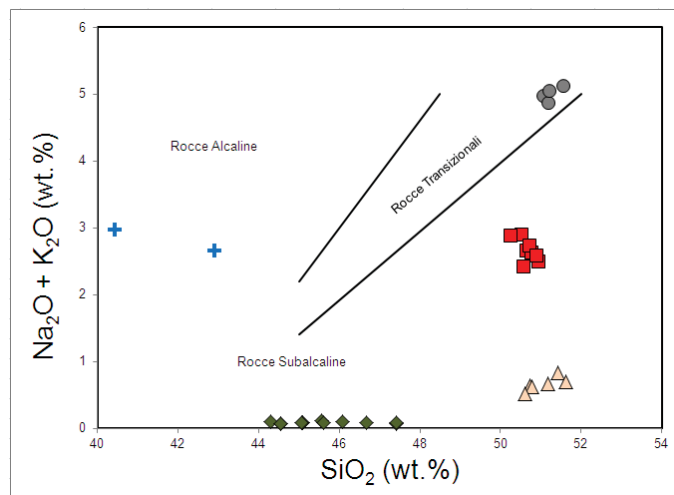


Figura 6.7 – Diagramma di discriminazione dell'affinità geochimica per i basalti a pillow, filoni e gabbri analizzati (Bellieni et al., 1983) in cui è mostrata anche la posizione dei campioni di serpentiniti e pirosseniti per paragone.

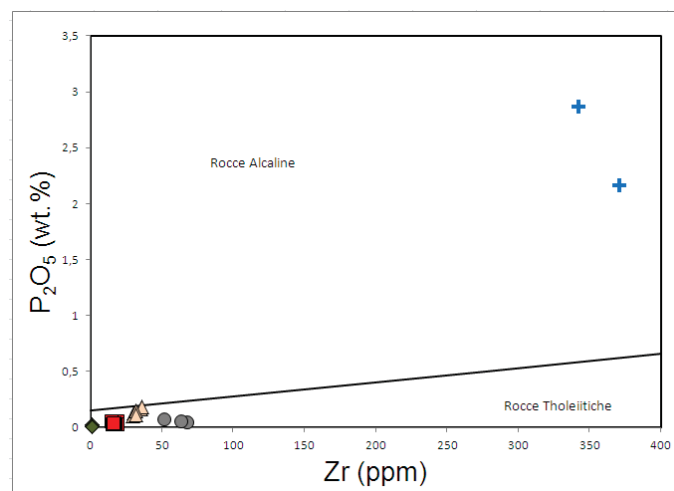


Figura 6.8 – Diagramma di discriminazione dell'affinità geochimica per i basalti a pillow, filoni e gabbri analizzati (Winchester e Floyd, 1976) in cui è mostrata anche la posizione dei campioni di serpentiniti e pirosseniti per paragone.

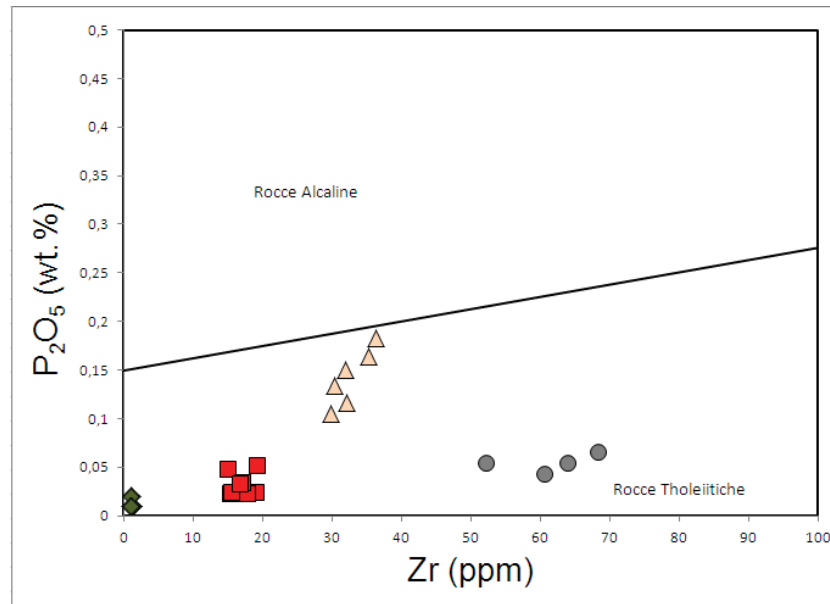


Figura 6.9 – Particolare del diagramma di figura 6.8.

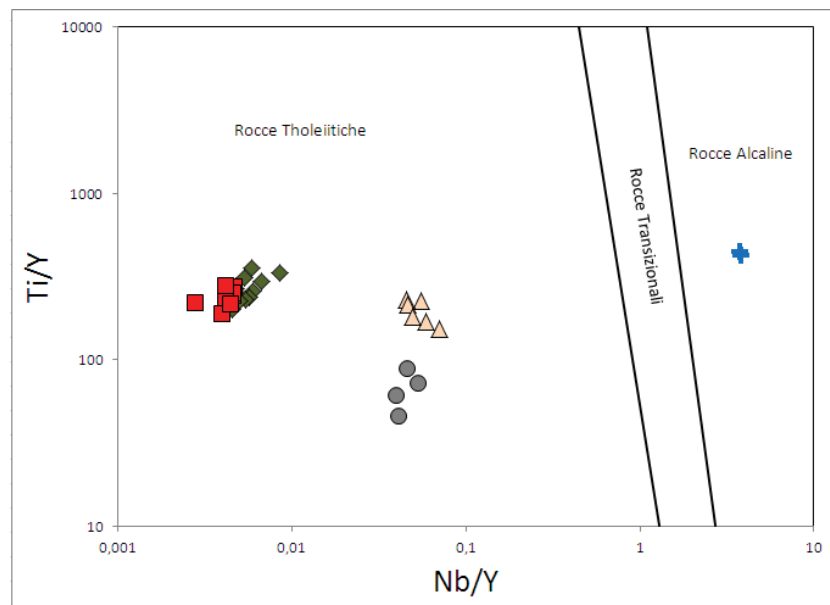


Figura 6.10 – Diagramma di discriminazione dell'affinità geochimica per i basalti a pillow, filoni e gabbri analizzati (Pearce, 1982) in cui è mostrata anche la posizione dei campioni di serpentiniti e pirosseniti per paragone.

## **7. COMPOSIZIONE DELLE FASI MINERALI**

### **7.1. Peridotiti serpentinizzate**

L'**olivina** delle peridotiti serpentinizzate mostra una composizione abbastanza uniforme, con il contenuto di Fo (mol.%) variabile tra 90,1-90,9 nelle peridotiti con anfibolo e tra 91,18 e 91,88 nelle restanti peridotiti (Fig. 7.1). Il contenuto di NiO varia tra 0,22 e 0,42 wt.% nelle peridotiti con anfibolo e tra 0,42 e 0,69 wt.% in quelle senza. Le olivine delle serpentiniti mostrano una decrescita dei contenuti di Fo ed NiO dalle peridotiti alle peridotiti con anfibolo (Fig. 7.2). I contenuti di MnO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO e TiO<sub>2</sub> delle olivine in entrambe le tipologie di peridotiti sono sostanzialmente trascurabili.

Il **serpentino** mostra valori di Mg# variabili tra 90,8 e 93. Nel diagramma ternario Fe<sup>2+</sup>-Mg<sup>2+</sup>-Si<sup>4+</sup> il serpentino analizzato cade nei campi composizionali della lizardite (Figg. 7.3 e 7.4) e mostra contenuti di FeO compresi tra 5,4 e 6,1 wt.% tipici dei valori composizionali del serpentino delle peridotiti. Il serpentino generalmente sostituisce l'olivina e in diversi casi anche l'ortopirosseno. Dal punto di vista composizionale esiste una evidente differenza in termini di contenuto di Cromo tra i due tipi di serpentino. Infatti nel diagramma di variazione Fe<sup>2+</sup> vs. Cr<sup>3+</sup> si nota come il serpentino cristallizzato su olivina possieda contenuti di Cr<sup>3+</sup> inferiori a 0,01 apfu, mentre quello cristallizzato su ortopirosseno possieda contenuti superiori a 0,025 apfu.

L'**ortopirosseno** è di tipo enstatitico (Fig. 7.6) e si presenta chimicamente molto simile tra le due tipologie di peridotiti: Wo<sub>0,45-1,45</sub>En<sub>89,3-92</sub>Fs<sub>7,4-9,4</sub> nelle peridotiti con anfibolo e Wo<sub>0,3-2,2</sub>En<sub>88,3-92,6</sub>Fs<sub>6,6-11,1</sub> nelle peridotiti senza anfibolo. Anche il valore di Mg# è molto simile e variabile tra 90,20-91,60 nelle peridotiti con anfibolo e tra 88,81-93,37 in quelle senza. Il contenuto di Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> degli ortopirosseni delle peridotiti con anfibolo non è molto variabile ma si nota una grossa differenza tra quelli delle due litologie. Infatti, gli ortopirosseni analizzati nelle peridotiti con anfibolo mostrano un contenuto di Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> compreso tra 1,46-2,80 wt.%, significativamente più alto di quello misurato in quelli delle peridotiti senza anfibolo, costantemente inferiore ad 1 wt.%. I valori di Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sono invece confrontabili, (1,21-1,99 wt.% nelle peridotiti con anfibolo e 1,40-1,61 wt.% nelle peridotiti senza anfibolo), e ciò si traduce in valori di Cr# più alti per gli ortopirosseni delle peridotiti senza anfibolo (48,86-66,81) rispetto a quelli delle peridotiti con anfibolo (25,12-44,88). I contenuti di calcio degli ortopirosseni delle due litologie sono assolutamente paragonabili (0,23-0,75 wt.% nelle peridotiti con anfibolo, 0,16-1,14 wt.% nelle peridotiti senza anfibolo).

Il **clinopirosseno** è di tipo diopsidico (Fig. 7.6) e si presenta chimicamente molto simile tra le due tipologie di peridotiti:  $\text{Wo}_{46,2-48,6}\text{En}_{46,2-48,7}\text{Fs}_{2,7-6,1}$  nelle peridotiti con anfibolo e  $\text{Wo}_{45,6-48,2}\text{En}_{47,1-50,5}\text{Fs}_{3,8-5,2}$  nelle peridotiti senza anfibolo. Anche il valore di  $\text{Mg\#}$  è molto simile e variabile tra 90,20-91,60 nelle peridotiti con anfibolo e tra 88,81-93,37 nelle peridotiti senza anfibolo. Il valore di  $\text{Mg\#}$  dei clinopirosseni è invece abbastanza differente tra le due litologie, nelle peridotiti con anfibolo è più basso e varia tra 88,4-92,5, mentre nelle peridotiti senza anfibolo è mediamente più alto (e parzialmente sovrapposto a quello dei pirosseni delle peridotiti con anfibolo) e compreso tra 90,2-92,8. Il contenuto di  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  dei clinopirosseni è generalmente alto e si sovrappone nelle due litologie (1,27-2,22 wt.% nelle peridotiti con anfibolo e 1,33-2,80 wt.% nelle peridotiti senza anfibolo). Anche la concentrazione di  $\text{Al}_2\text{O}_3$  dei clinopirosseni è molto simile e sovrapposta (1,5-3,5 wt.% nelle peridotiti con anfibolo e 2,0-3,4 nelle peridotiti senza anfibolo). Una differenza sostanziale importante invece, è rappresentata dal contenuto di  $\text{CaO}$  dei clinopirosseni. Questo è nettamente più alto nei clinopirosseni delle peridotiti con anfibolo (22,7-24,3 wt.%) rispetto a quello delle peridotiti senza anfibolo (20,5-22,5 wt.%). Dall'analisi delle concentrazioni core/rim si nota una decisa zonazione composizionale dei clinopirosseni con i core più ricchi in  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{TiO}_2$  e più poveri in  $\text{Na}_2\text{O}$  dei rispettivi rim (Figg. 7.7 e 7.8). Inoltre si evidenzia anche un decremento del rapporto  $^{\text{VI}}\text{Al}/^{\text{IV}}\text{Al}$  dai core ai rim dei clinopirosseni.

Tutti gli **spinelli** delle rocce peridotitiche sono degli spinelli cromiferi (Fig. 7.9), con contenuti di  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  variabili da 16,3 a 21,7 wt.% nelle peridotiti con anfibolo e da 29,9 a 41,2 wt.% nelle peridotiti senza anfibolo. Gli spinelli analizzati, inoltre, sono anche alluminiferi, con il contenuto di  $\text{Al}_2\text{O}_3$  che è sensibilmente più alto negli spinelli delle peridotiti con anfibolo (varia da 37,7 a 43,8 wt.%) rispetto agli spinelli delle peridotiti senza anfibolo (variabile da 19,1 a 26,9 wt.%). Il valore di  $\text{Cr\#}$  degli spinelli è, pertanto, molto più alto nelle peridotiti senza anfibolo (42,3-59,3) rispetto alle peridotiti con anfibolo (19,9-26,5). Al contrario il valore di  $\text{Mg\#}$  degli spinelli delle peridotiti con anfibolo (62,9-72,6) è più alto di quello delle peridotiti senza anfibolo (56,6-66,7). Il contenuto di  $\text{TiO}_2$  degli spinelli è molto basso, inferiore a 0,1 wt.%. Inoltre il contenuto di  $\text{Fe}^{3+}$  è sempre basso e le concentrazioni determinate sugli spinelli di entrambe le litologie si sovrappongono nell'intervallo (3,6-7,5 wt.% di  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).



L'**anfibolo** trovato in soli tre campioni di serpentiniti è di tipo calcio ( $\text{CaO} > 1,5$  apfu) ed è classificato come pargasite (Fig. 7.10). Il contenuto di  $\text{FeO}$  è tendenzialmente basso (2,3-4,4 wt.%) ed è in parte sovrapposto al contenuto di  $\text{TiO}_2$  molto poco variabile (3,4-3,9 wt.%) e a quello di  $\text{Na}_2\text{O}$  (3,5-4,3 wt.%). Molto alto è il valore di  $\text{Mg\#}$  di questi anfiboli (87,9-92,3) come alto è il contenuto di  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (1,1-1,8 wt.%).

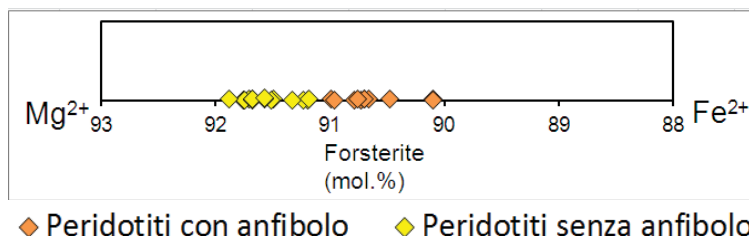


Figura 7.1 - Diagramma in cui è mostrato il contenuto di Forsterite in mol.% delle olivine analizzate nelle peridotiti.

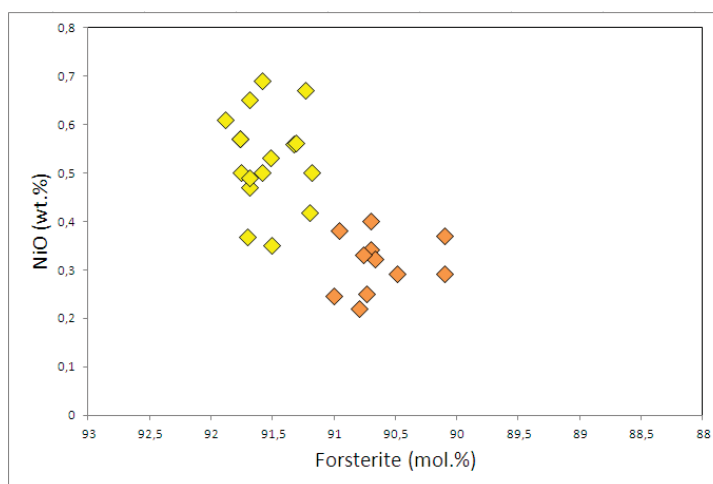


Figura 7.2 - Diagramma di variazione in cui è mostrata la correlazione positiva tra il contenuto di Fo (mol.%) e di NiO (wt.%) delle olivine analizzate nelle peridotiti.

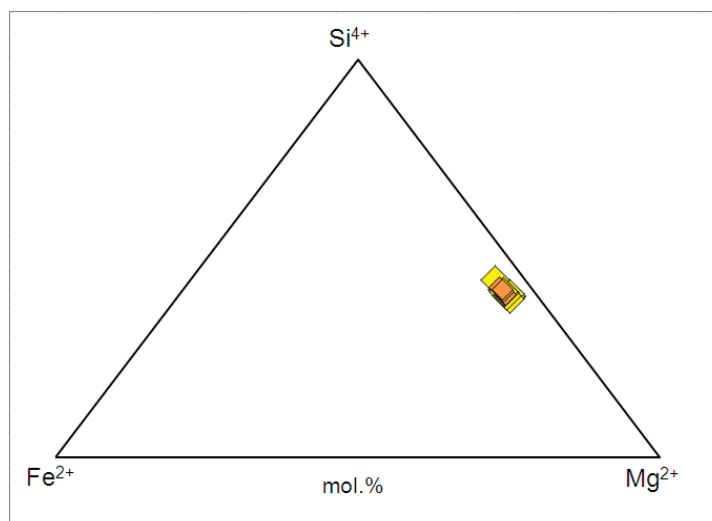


Figura 7.3 - Diagramma di classificazione del serpentino analizzato nelle rocce peridotitiche (Wicks e Plant, 1979).

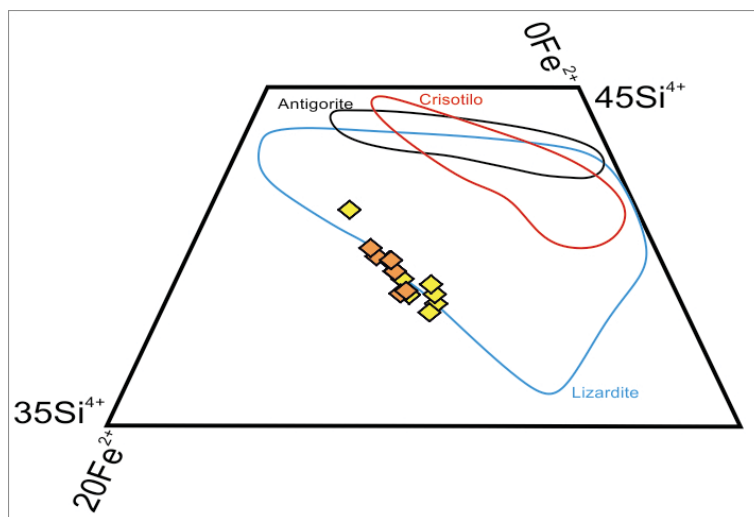


Fig. 7.4 – Particolare del diagramma di Figura 7.3.

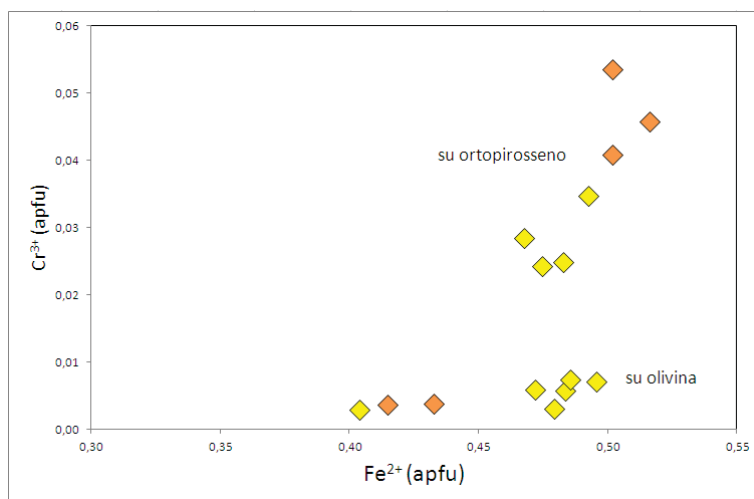


Figura 7.5 - Diagramma di variazione in cui è mostrata la differenza composizionale in termini di contenuti atomici di Ferro e Cromo tra il serpentino cresciuto su olivina e quello cresciuto su ortopirosseno.

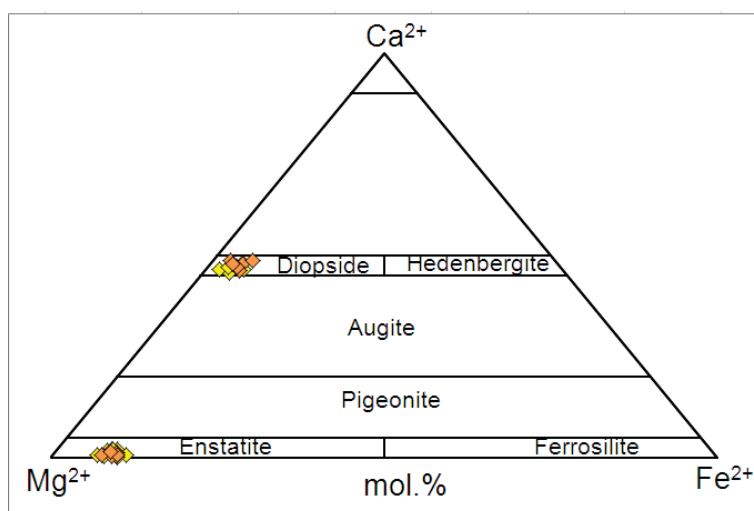


Figura 7.6 - Diagramma di classificazione dei pirosseni calcici analizzati nelle rocce peridotitiche (Morimoto et al., 1988).

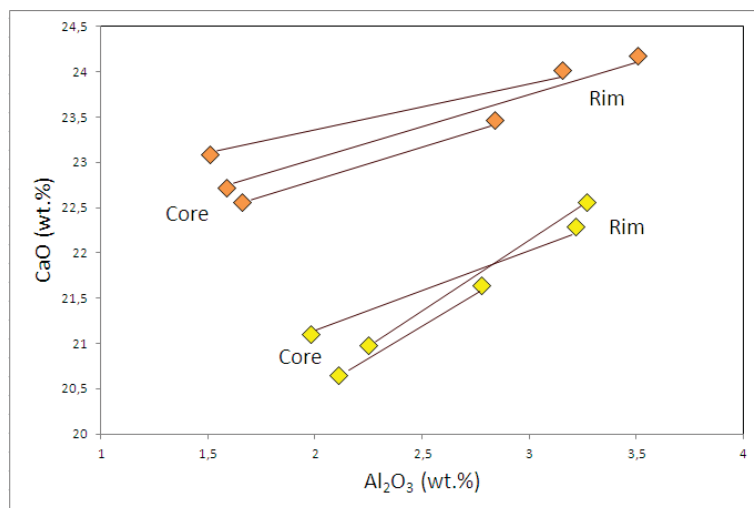


Figura 7.7 - Diagramma di variazione in cui è mostrata la variazione composizionale in termini di contenuti di CaO ed  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (wt.%) tra il core e i rim dei clinopirosseni analizzati nelle peridotiti.

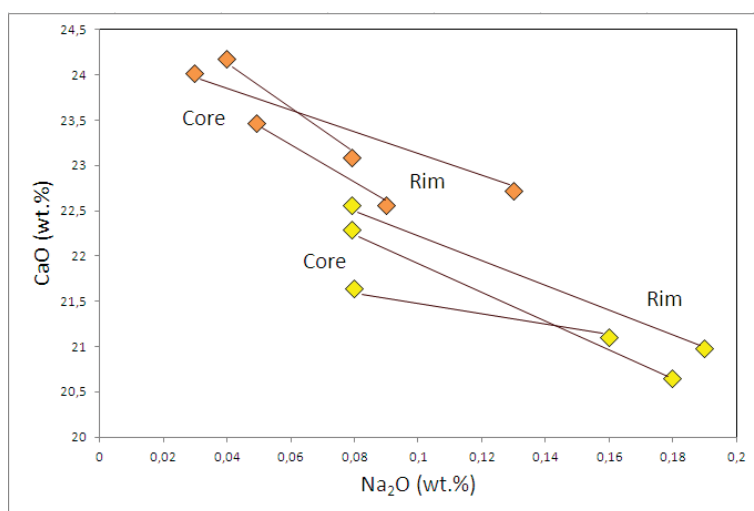


Figura 7.8 - Diagramma di variazione in cui è mostrata la variazione composizionale in termini di contenuti di CaO ed  $\text{Na}_2\text{O}$  (wt.%) tra il core e i rim dei clinopirosseni analizzati nelle peridotiti.

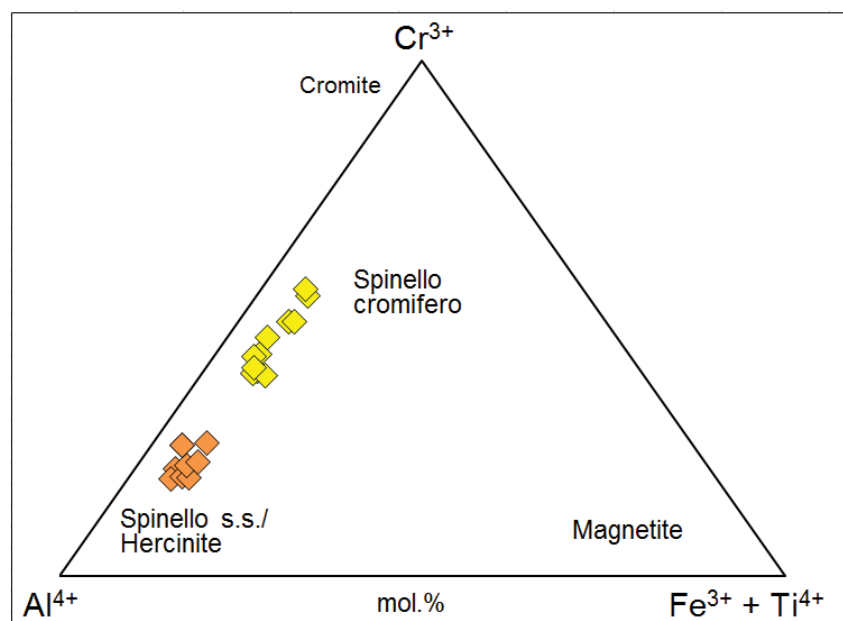


Figura 7.9 - Diagramma di classificazione degli spinelli analizzati nelle rocce peridotitiche.

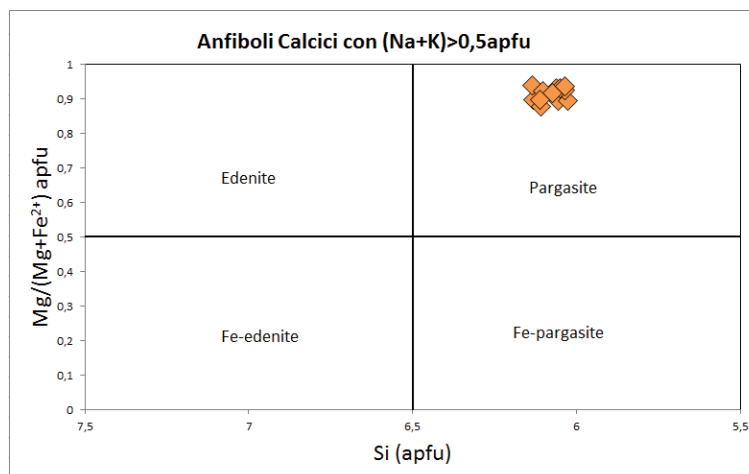


Figura 7.10 - Diagramma di classificazione degli anfiboli analizzati nelle rocce peridotitiche (Leake et al., 1997).

### 7.2. Pirosseniti

L'**olivina** delle pirosseniti mostra una composizione abbastanza uniforme, con il contenuto di Fo (mol.%) variabile tra 88,4 e 89,4 (Fig. 7.11). Il contenuto di NiO varia tra 0,19 e 0,33 wt.%. I contenuti di MnO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO e TiO<sub>2</sub> delle olivine sono sostanzialmente trascurabili.

Il **clinopirosseno** è di tipo diopsidico (Fig. 7.12; Wo<sub>46,3-50</sub>En<sub>46,3-49,6</sub>Fs<sub>1,1-6,1</sub>). Sulla base della composizione chimica è possibile distinguere nettamente i pirosseni delle due famiglie individuate su base petrografica. Significativamente differenti sono i contenuti di CaO dei clinopirosseni (Fig. 7.13). Questo è nettamente più alto nei clinopirosseni di prima generazione (22,3-24,1 wt.%) rispetto a quello di seconda generazione (21,7-22,7 wt.%). Il contenuto di Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dei pirosseni di prima generazione è compreso tra 2,2 e 2,8 wt.%, significativamente più basso di quello misurato nei clinopirosseni di seconda generazione che variano tra 3,2 e 3,9 wt.%. Il valore di Mg# dei pirosseni di prima generazione varia tra 90-93 mentre quello dei pirosseni di seconda generazione varia tra 89 e 91. I valori di Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sono invece confrontabili (1,1-1,3 wt.% in quelli di prima generazione e 0,9-1,1 wt.% in quelli di seconda).

Gli **spinelli** delle pirosseniti sono degli spinelli cromiferi (Fig. 7.15) con Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> variabile da 29,9 a 30,7 wt.%, ed alluminiferi con Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> che varia da 23,1 a 25,3 wt.%. Il valore di Cr# degli spinelli varia tra 44,3 e 46,7, mentre il valore di Mg# varia tra 47,4 e 54,4. Il contenuto di TiO<sub>2</sub> degli spinelli è variabile tra 0,47 e 0,77 wt.%. Inoltre il contenuto di Fe<sup>3+</sup> è sempre inferiore a quello di Fe<sup>2+</sup> (7,5-10,9 wt.% di Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contro 16,8-19,5 wt.% di FeO).

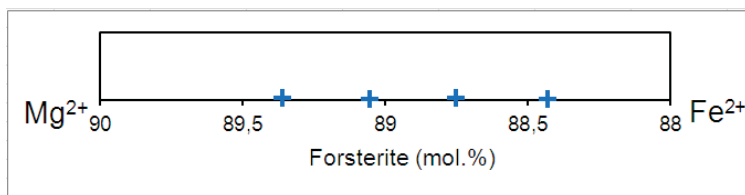


Figura 7.11 - Diagramma in cui è mostrato il contenuto di Forsterite in mol.% delle olivine analizzate nelle pirosseniti.

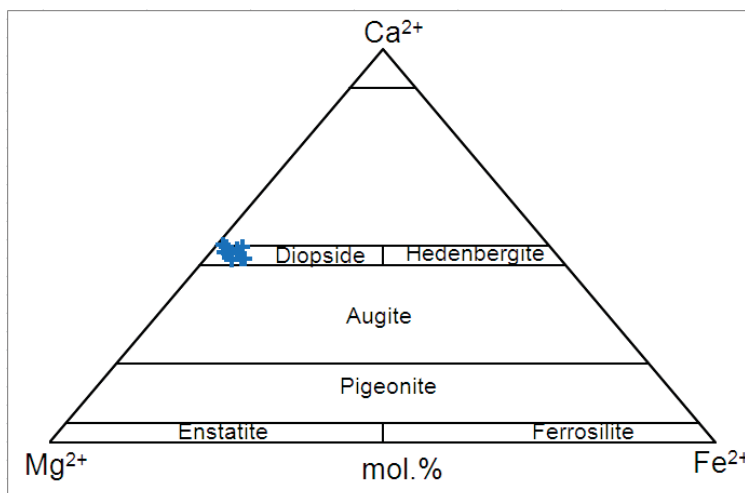


Figura 7.12 - Diagramma di classificazione dei pirosseni calcici analizzati nelle pirosseniti (Morimoto et al., 1988).

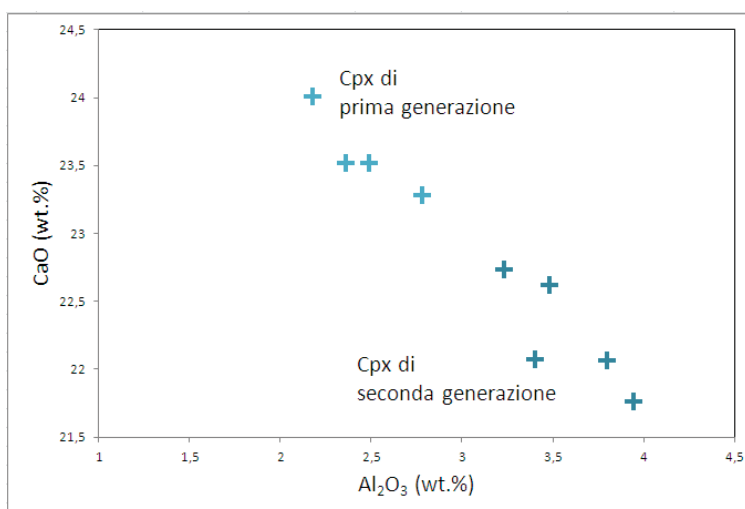


Figura 7.13 - Diagramma di variazione in cui è mostrata la variazione composizionale in termini di contenuti di CaO ed Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt.%) tra i pirosseni di prima e di seconda generazione analizzati nelle pirosseniti.



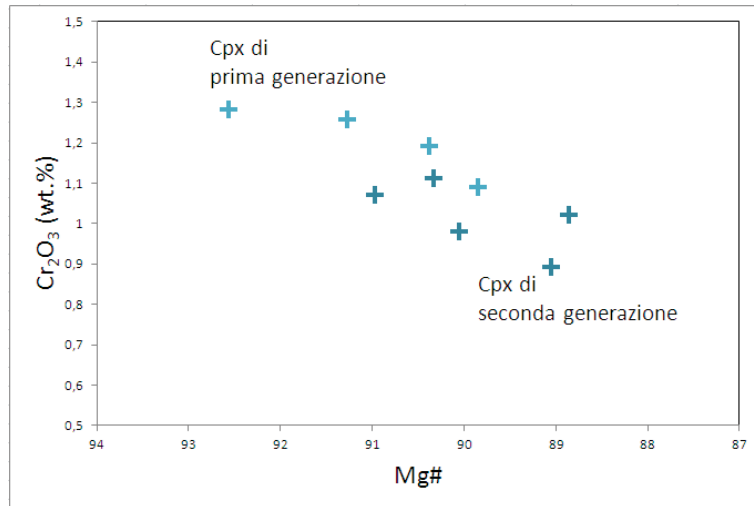


Figura 7.14 - Diagramma di variazione in cui è mostrata la variazione composizionale in termini di contenuti di Mg# e Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt.%) tra i pirosseni di prima e di seconda generazione analizzati nelle pirosseniti.

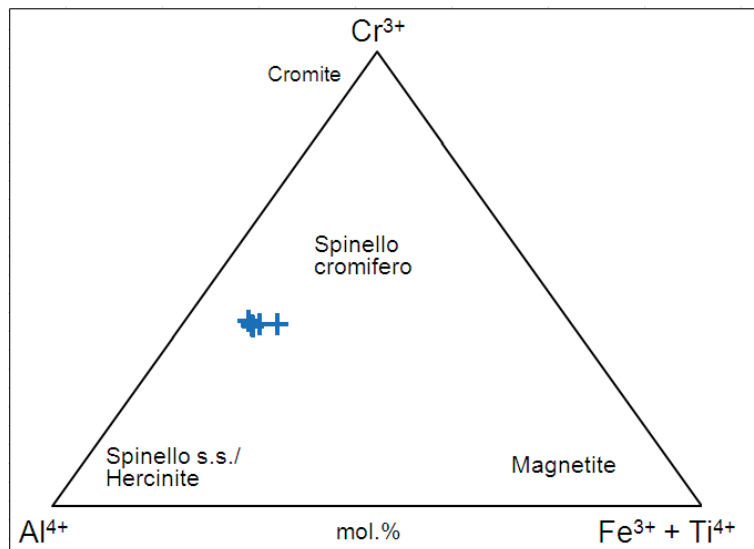


Figura 7.15 - Diagramma di classificazione degli spinelli analizzati nelle pirosseniti.

### 7.3. Gabbri

L'**olivina** analizzata nei gabbri è ricca in molecola forsteritica, ma a differenza di quella di peridotiti e pirosseniti è meno magnesifera. Come si può notare dal diagramma di figura 7.16, non esiste una apprezzabile differenza composizionale tra le olivine dei leuco-gabbri (Fo = 66-81 mol.%) e quella dei gabbri s.s. (Fo = 71-84 mol.%). Il contenuto di NiO varia tra 0,11 e 0,24 wt.% nelle olivine dei leuco-gabbri e tra 0,11 e 0,26 wt.% nei gabbri. I contenuti di Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO e TiO<sub>2</sub> delle olivine sono sostanzialmente trascurabili, mentre sono apprezzabili quelli di MnO (> 0,30 wt.%).

Il **clinopirosseno** analizzato nei gabbri presenta due composizioni differenti, una diopsidica ed una augitica (Fig. 7.17). Come per le olivine non esistono significative differenze composizionali tra i clinopirosseni di gabbri e leuco-gabbri, mentre esiste una differenza di concentrazione modale, poiché i diopsidi sono il clinopirosseno più abbondante dei gabbri mentre al contrario l'augite è quello maggiormente presente nei leuco-gabbri. Significative sono, invece, le differenze composizionali registrate tra i due tipi di clinopirosseno analizzati. Il valore di Mg# dei diopsidi varia tra 84,2 e 94,5 mentre quello delle augiti varia tra 76,6 e 87,9. Il contenuto di Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dei diopsidi varia tra 0,5 a 1,6 wt.% quello delle augiti tra 0,3 e 0,95 wt.%. Il contenuto di Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dei diopsidi varia tra 2,2 e 9,2 wt.% quello delle augiti tra 2,2 e 6,4 wt.%. Il contenuto di TiO<sub>2</sub> dei diopsidi varia tra 0,2 e 1,1 wt.%, quello delle augiti tra 0,3 e 1,2 wt.%. Il contenuto di FeO dei diopsidi varia tra 2,4 e 6,2 wt.% quello delle augiti tra 3,4 e 9 wt.%. Questa differente composizione chimica si traduce in trend di variazione apparenti delle composizioni dei clinopirosseni nelle rocce gabbroidi. Infatti all'aumentare del valore di Mg# crescono le concentrazioni di Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fig. 7.18) mentre decrescono quelle di Ti (Fig. 7.19). Il Ti mostra una correlazione negativa con Al (Fig. 7.20) ed una positiva con il Fe (Fig. 7.21), che a sua volta mostra una correlazione positiva con il Na (Fig. 7.22).

Il **plagioclasio** dei gabbri è molto ricco in calcio (Fig. 7.23) e varia in composizione da bytownite a labradorite (An<sub>88,1-50,8</sub>Ab<sub>11,8-48,1</sub>Or<sub>0,15-1,5</sub>). Il contenuto di SrO e BaO di questi plagioclasii è estremamente basso, spesso sotto il limite di rilevabilità strumentale. È interessante notare come il contenuto di FeO dei plagioclasii inizialmente cresce dolcemente al decresce del contenuto di An (mol.%) e, intorno al valore di An<sub>65</sub> inverte la tendenza, cominciando a decrescere a sua volta (Fig. 7.24).

Gli **spinelli** analizzati risultano essere di due tipi: magnetiti ricche in titanio, e spinelli cromiferi inclusi nelle olivine (Fig. 7.25) e, come per le altre fasi minerali, non si notano differenze composizionali sostanziali tra quelli dei gabbri e quelli dei leuco-gabbri. Il contenuto di TiO<sub>2</sub> delle magnetiti è compreso tra 17,1 e 28,5 wt.%, quello degli spinelli cromiferi è invece inferiore a 2 wt.%. Il contenuto di Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> delle magnetiti è generalmente inferiore a 0,5 wt.% mentre quello degli spinelli cromiferi è generalmente di poco superiore a 11 wt.%. Il valore di Mg# degli spinelli delle rocce gabbriche varia da 13 a 28 con un'ampia sovrapposizione tra magnetiti e spinelli cromiferi, mentre il valore di Cr# è nettamente superiore e meno variabile nelle cromiti (68-73) rispetto alle magnetiti (13-58).

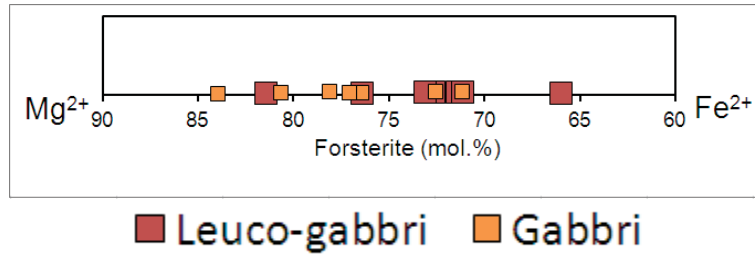


Figura 7.16 - Diagramma in cui è mostrato il contenuto di Forsterite in mol.% delle olivine analizzate nelle rocce gabbroidi.

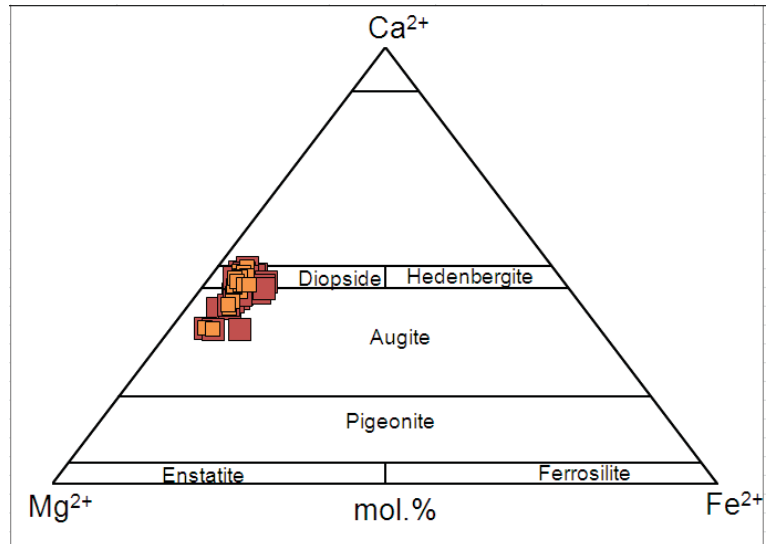


Figura 7.17 - Diagramma di classificazione dei pirosseni calcici analizzati nelle rocce gabbroidi (Morimoto et al., 1988).

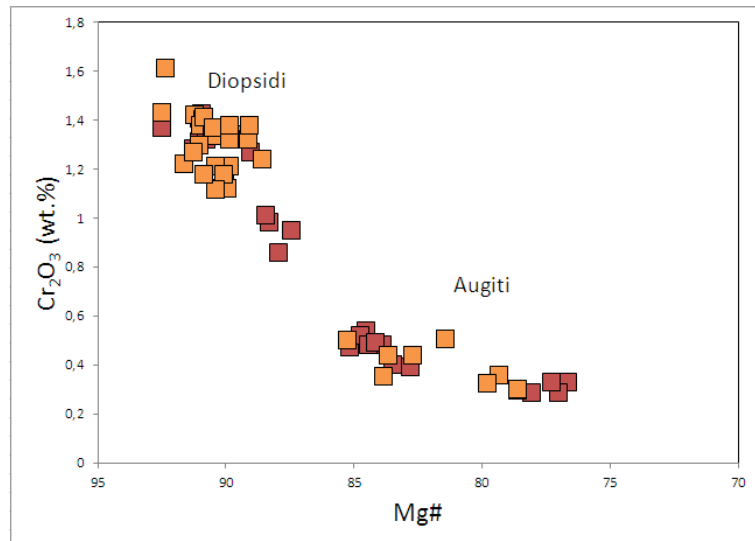


Figura 7.18 - Diagramma di variazione in cui è mostrata la variazione composizionale in termini di contenuti di  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (wt.%) al variare del valore di Mg# nei clinopirosseni analizzati nelle rocce gabbroidi.

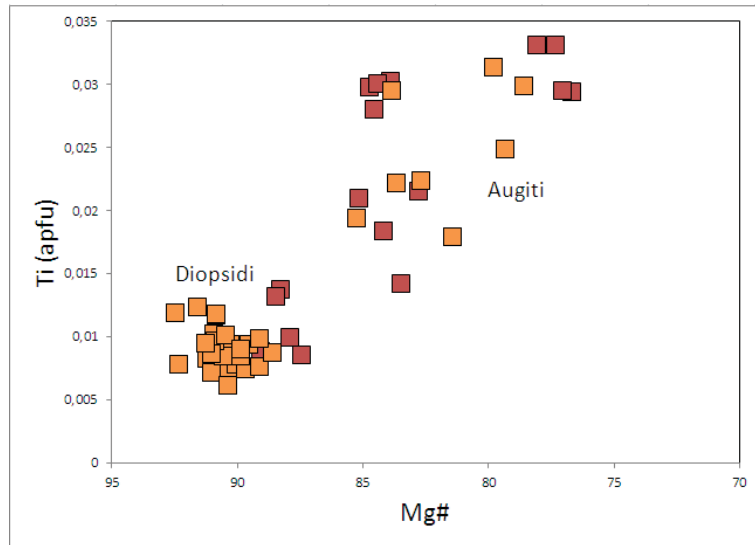


Figura 7.19 - Diagramma di variazione in cui è mostrata la variazione composizionale in termini di contenuti di Ti (apfu) al variare del valore di Mg# nei clinopirosseni analizzati nelle rocce gabbroidi.

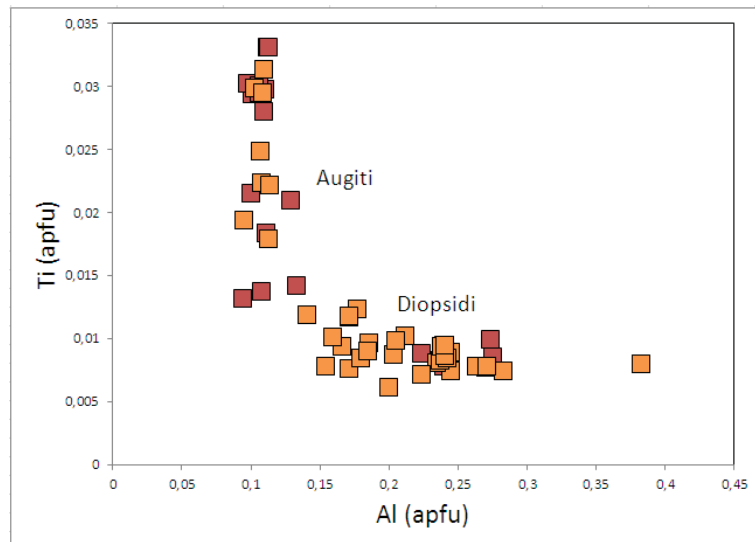


Figura 7.20 - Diagramma di variazione in cui è mostrata la variazione composizionale in termini di contenuti di Ti ed Al (apfu) nei clinopirosseni analizzati nelle rocce gabbroidi.

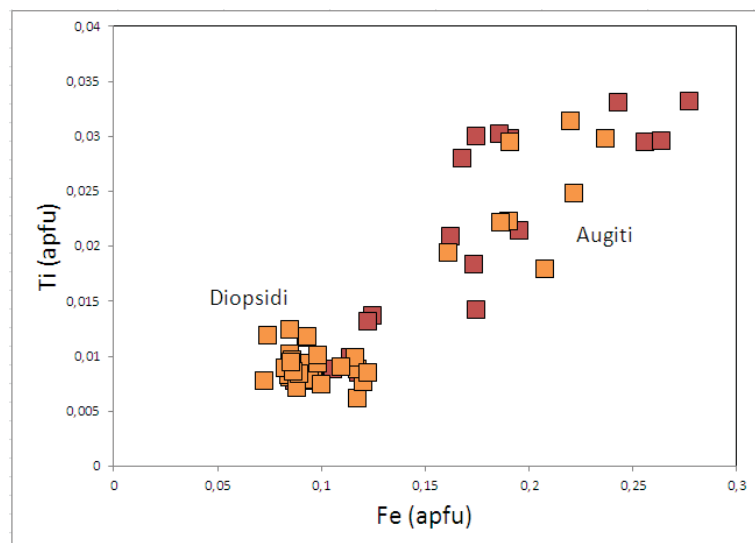


Figura 7.21 - Diagramma di variazione in cui è mostrata la variazione composizionale in termini di contenuti di Ti e Fe (apfu) nei clinopirosseni analizzati nelle rocce gabbroidi.

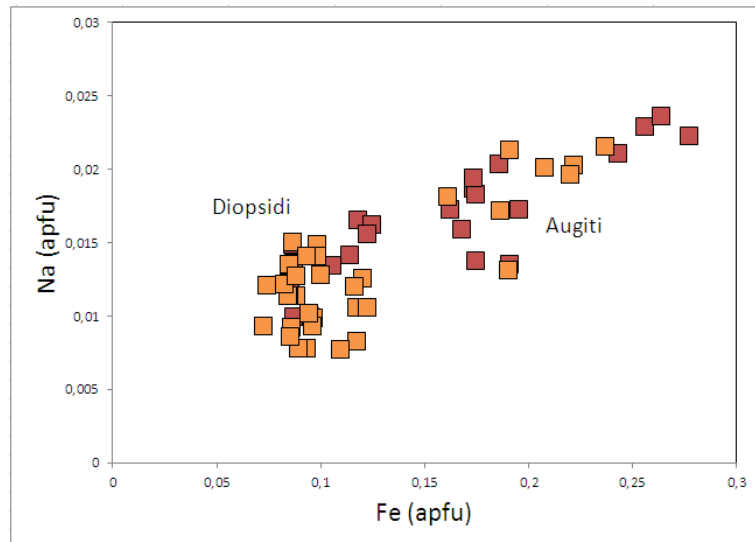


Figura 7.22 - Diagramma di variazione in cui è mostrata la variazione composizionale in termini di contenuti di Na e Fe (apfu) nei clinopirosseni analizzati nelle rocce gabbroidi.

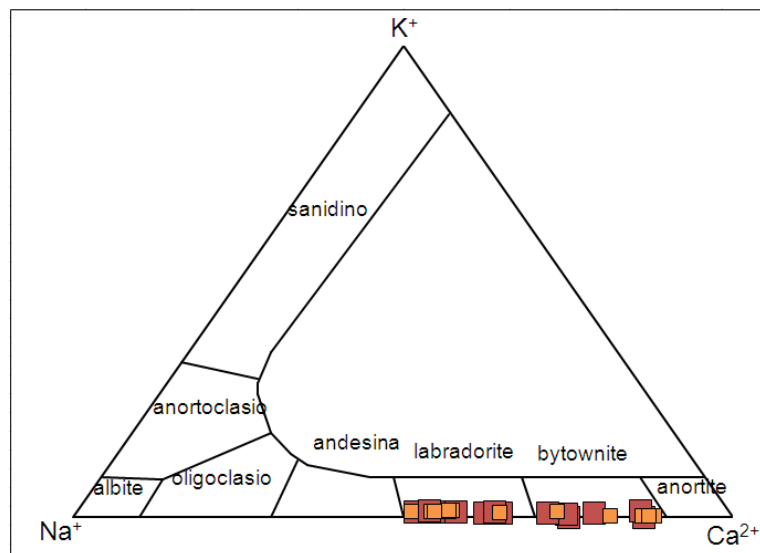


Figura 7.23 - Diagramma di classificazione dei plagioclas analizzati nelle rocce gabbroidi.

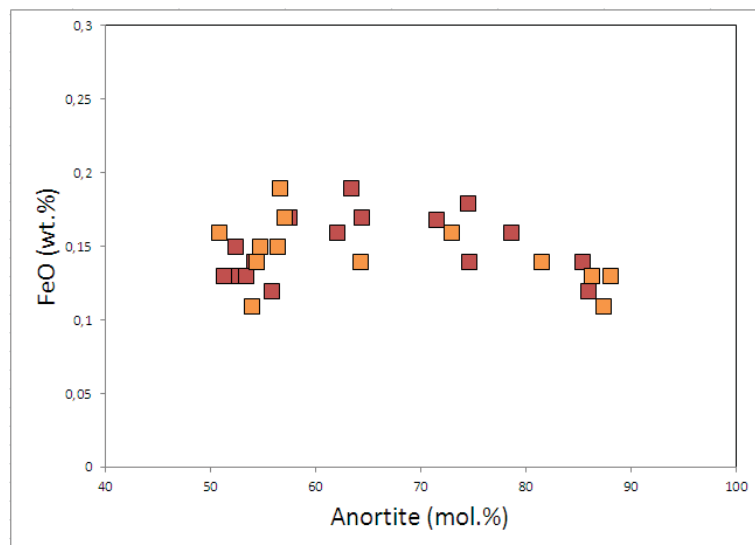


Figura 7.24 - Diagramma di variazione in cui è mostrata la variazione composizionale in termini di contenuti di An (mol.%) e Fe (wt.%) nei plagioclas analizzati nelle rocce gabbroidi.



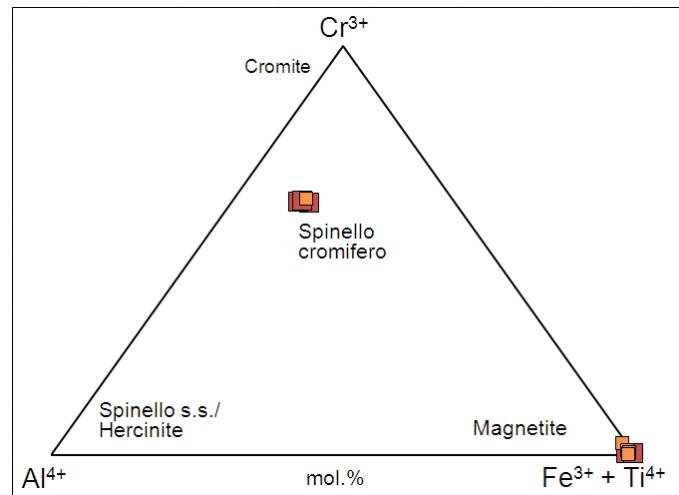


Figura 7.25 - Diagramma di classificazione degli spinelli analizzati nelle rocce gabbroidi.

#### 7.4. Basalti filoniani e pillow lavas

L'**olivina** delle rocce basaltiche mostra composizione leggermente differente tra le due litologie campionate (Figura 7.26). L'olivina analizzata nelle doleriti è leggermente più magnesiaca di quella dei pillow (Fo mol.% = 77,7-78,9 nelle doleriti contro 73,4-77,7 nei pillow). I contenuti di NiO sono pressoché identici e si attestano mediamente su concentrazioni di 0,1 wt.%. È interessante notare, invece, le differenze registrate tra i contenuti di Ca ed Mn. Le olivine dei pillow lavas infatti, mostrano contenuto di CaO < 0,1 wt.% e contenuti di MnO < 0,15 wt.%, contro concentrazioni registrate nelle olivine delle doleriti superiori a 0,25 wt.% e 0,30 wt.%, rispettivamente.

I **clinopirosseni** delle lave a pillow e dei filoni si presentano composizionalmente molto simili tra loro (Fig. 7.27) e sono prevalentemente di composizione augitica ( $\text{Wo}_{35,5-41,2}\text{En}_{47,3-53,9}\text{Fs}_{9,2-16,6}$ ) e subordinatamente pigeonitica ( $\text{Wo}_{6,7-12}\text{En}_{66,9-70,8}\text{Fs}_{19,5-25,3}$ ). Il valore di Mg# dei clinopirosseni è praticamente identico tra le due tipologie di rocce basaltiche e varia nell'intervallo 71-84. I contenuti di  $\text{TiO}_2$ , inferiori a 1 wt.%, mostrano una correlazione negativa con il valore di Mg# (Fig. 7.28). Assolutamente sovrapponibili sono le concentrazioni misurate di  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ed FeO, e l'unica differenza che si può notare è dovuta al fatto che i clinopirosseni dei pillow lavas coprono un intervallo composizionale più ampio di quello dei clinopirosseni dei basalti filoniani, ed entrambi mostrano una correlazione positiva con il Ti (Figg. 7.29, 7.30). I contenuti di  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  sono trascurabili (<0,15 wt.%). I contenuti di  $\text{Na}_2\text{O}$  variano tra 0,1 e 0,5 wt% e, generalmente, si osserva che i contenuti di  $\text{Na}_2\text{O}$  più alti competono ai pirosseni più ricchi in  $\text{TiO}_2$  ed FeO. Infine, è da sottolineare la differenza composizionale core/rim dei clinopirosseni, che mostrano un incremento del contenuto di Ti, Al e del rapporto  $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$  ed un decremento di Si, Mg ed Na passando dal core al rim dei cristalli.

Il **plagioclasio** (Fig. 7.31) delle rocce filoniane è risultato essere principalmente di tipo labradoritico ( $\text{An}_{83-37}\text{Ab}_{16-61}\text{Or}_{0,5-3,5}$ ), anche se alcuni core sono risultati essere delle bytowniti. Il plagioclasio dei pillow lavas copre un intervallo composizionale che va dalla labradorite all'andesina ( $\text{An}_{36,9-70,6}\text{Ab}_{28,3-60,8}\text{Or}_{0,9-3,3}$ ). Il contenuto di SrO e BaO dei plagioclasii di entrambe le litologie è, come nel caso dei gabbri, estremamente basso e spesso sotto il limite di rilevabilità strumentale. Anche questi plagioclasii, come quelli delle rocce gabbroidi, mostrano una correlazione positiva tra il contenuto di FeO ed il contenuto di An (mol.%) e come nei gabbri intorno al valore di  $\text{An}_{65}$  questo trend si inverte (Fig. 7.32).

Gli **spinelli** analizzati in pasta di fondo, sia nei pillow che nelle doleriti, sono risultati essere delle Ti-magnetiti (Fig. 7.33) dati i contenuti di  $\text{TiO}_2$  decisamente alti (13-23wt%). Il valore di Mg# delle magnetiti delle lave è compreso tra 16 e 54, mentre quelli del Cr# varia da 10 a 30. I contenuti di  $\text{FeO}_{(t)}$  delle magnetiti variano da 59 a 76 wt% e non esiste alcuna differenza apprezzabile tra le magnetiti dei pillow e quelle dei filoni.

L'**ilmenite** è un'altra fase che si trova nella pasta di fondo dei pillow lavas. Il contenuto di  $\text{TiO}_2$  varia tra 48 e 52 wt.%, quello di  $\text{FeO}_{(t)}$  tra 43 e 49 wt.%. I valori di Mg# variano tra 0,5 e 2,0.

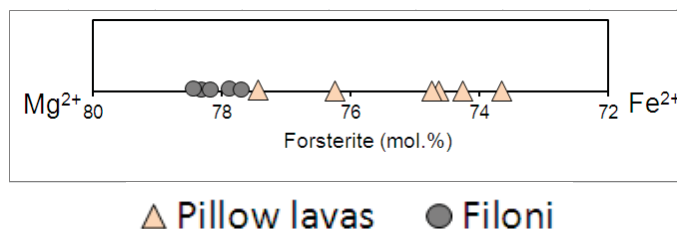


Figura 7.26 - Diagramma in cui è mostrato il contenuto di Forsterite in mol.% delle olivine analizzate nelle rocce basaltiche.

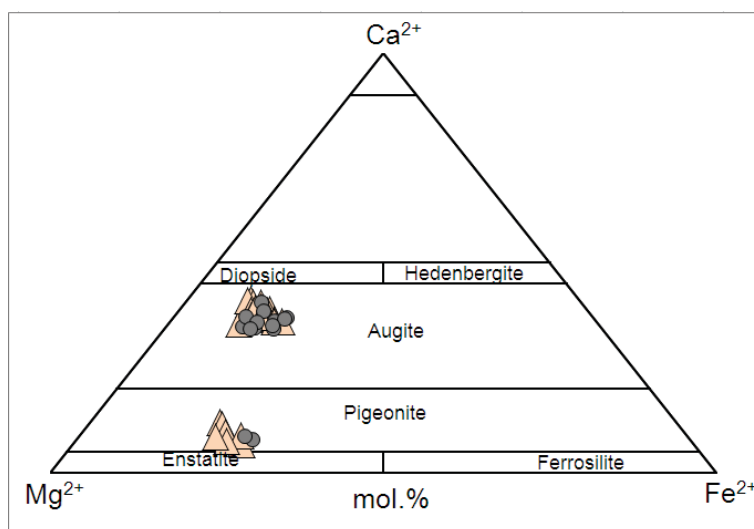


Figura 7.27 - Diagramma di classificazione dei pirosseni calcici e sub-calcici analizzati nelle rocce basaltiche (Morimoto et al., 1988).

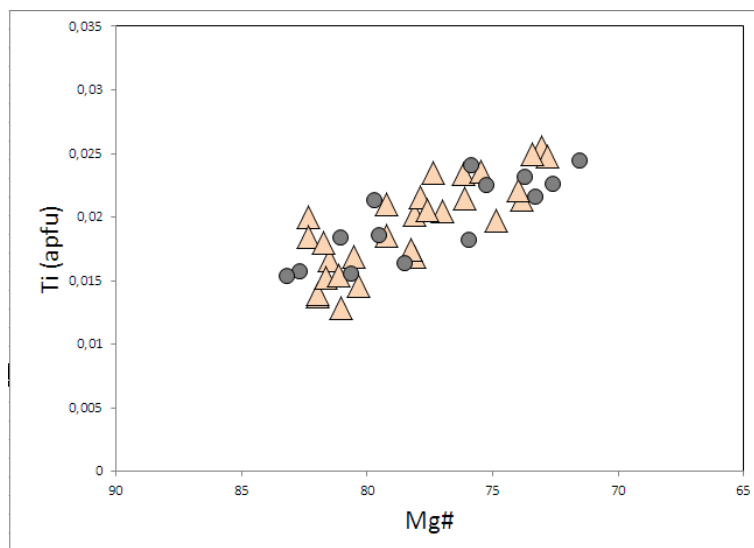


Figura 7.28 - Diagramma di variazione in cui è mostrata la variazione composizionale in termini di contenuti di Ti (apfu) al variare del valore di Mg# nei clinopirosseni analizzati nelle rocce basaltiche.

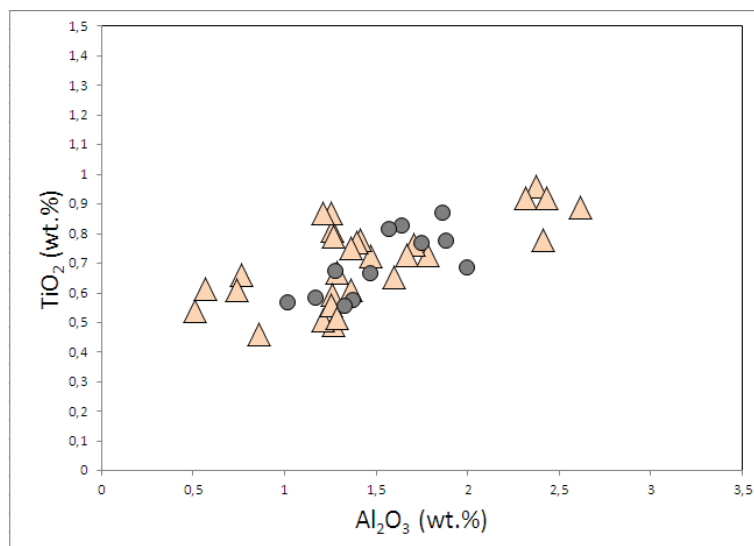


Figura 7.29 - Diagramma di variazione in cui è mostrata la variazione composizionale in termini di contenuti di  $\text{TiO}_2$  ed  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (wt.%) nei clinopirosseni analizzati nelle rocce basaltiche.

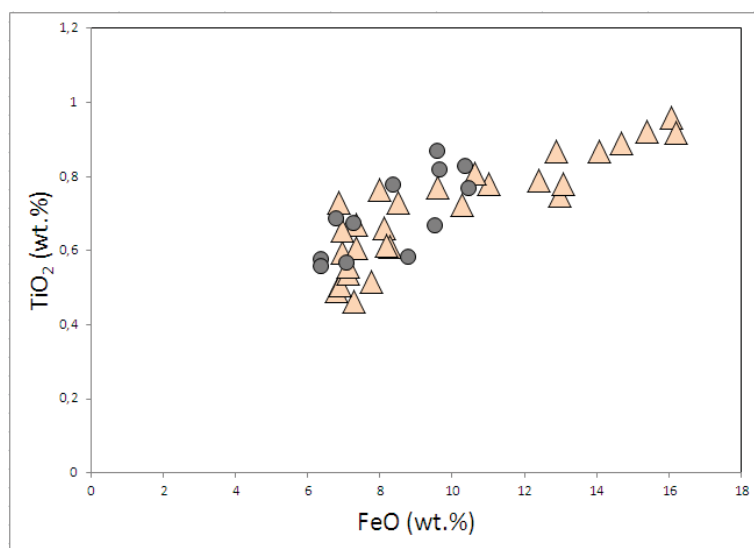


Figura 7.30 - Diagramma di variazione in cui è mostrata la variazione composizionale in termini di contenuti di  $\text{TiO}_2$  ed FeO (wt.%) nei clinopirosseni analizzati nelle rocce basaltiche.

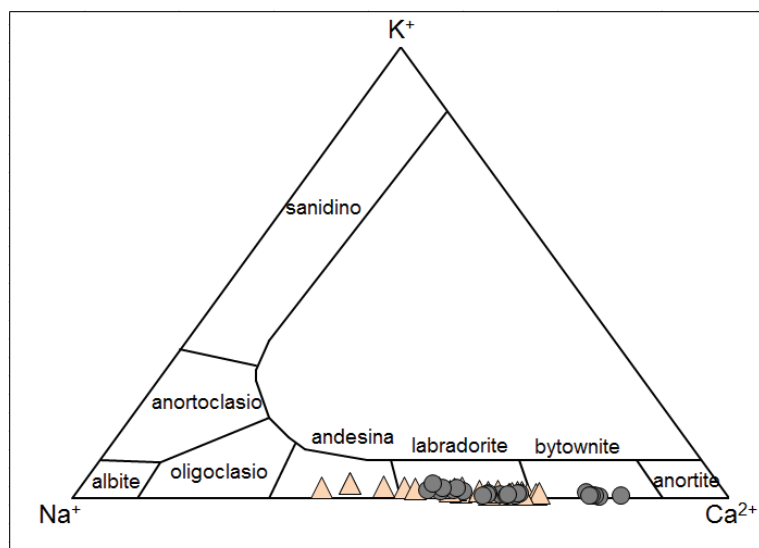


Figura 7.31 - Diagramma di classificazione dei plagioclassi analizzati nelle rocce basaltiche.

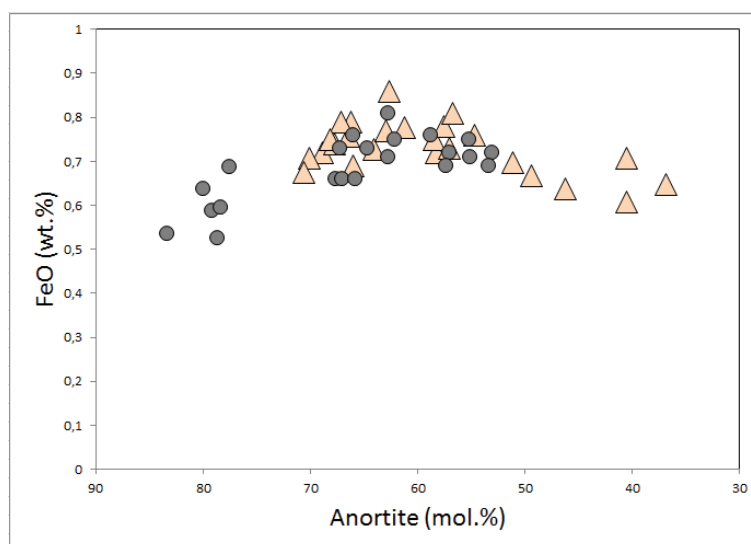


Figura 7.32 - Diagramma di variazione in cui è mostrata la variazione composizionale in termini di contenuti di An (mol.%) e Fe (wt.%) nei plagioclassi analizzati nelle rocce basaltiche.

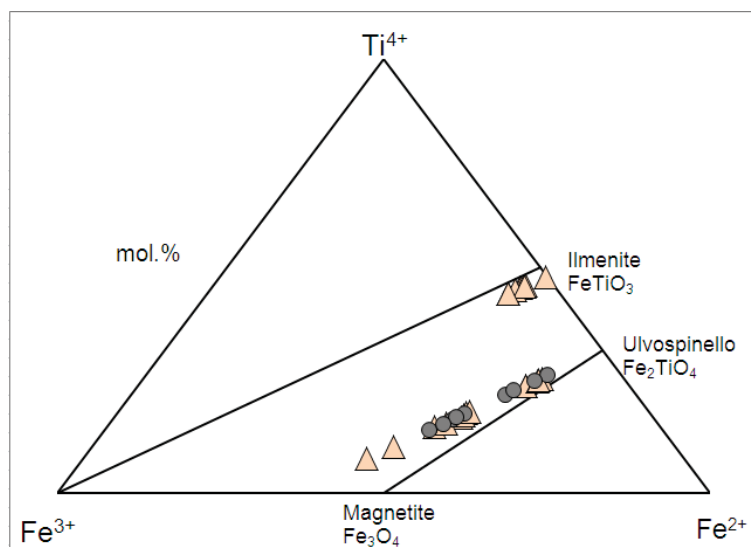


Figura 7.33 - Diagramma di classificazione degli spinelli analizzati nelle rocce basaltiche.

### 7.5. Concentrazione degli elementi in tracce nei minerali

**Gabbri:** il clinopirosseno nei gabbri è relativamente impoverito in elementi in traccia incompatibili ( $\text{Sr} = 2\text{-}3 \text{ ppm}$ ;  $\text{Zr} = 8\text{-}15 \text{ ppm}$ ). Questi pirosseni mostrano un pattern delle REE normalizzate (Fig. 7.34) con un leggero impoverimento in LREE ( $\text{LaN}/\text{SmN} = 0,16\text{-}0,22$ ) ed un pattern piatto delle MREE-HREE, che sono arricchite circa 9-12 volte la condrite, con una anomalia negativa di Eu assente o solo leggermente accennata. Il plagioclasio dei gabbri mostra, invece, forti arricchimenti in Sr ( $495\text{-}610 \text{ ppm}$ ) ed un pattern delle REE normalizzate fortemente frazionato in LREE ( $\text{LaN}/\text{LuN} = 62\text{-}67$ ) con un fortissimo picco positivo di Eu (circa 10 volte la condrite).

**Clinopirosseniti:** il clinopirosseno delle clinopirosseniti presenta pattern di distribuzione differenti da quelli delle altre litologie (Fig. 7.35). Le loro concentrazioni di REE sono decisamente più alte di quelle dei clinopirosseni dei gabbri e delle peridotiti, con abbondanze di circa 20-30 volte il valore condritico. I pattern mostrano un leggero frazionamento in LREE ( $\text{LaN}/\text{SmN} = 0,23\text{-}0,34$ ) ed HREE ( $\text{HoN}/\text{LuN} = 1,43\text{-}2,33$ ), mentre la regione delle MREE è praticamente piatta ( $\text{SmN}/\text{HoN} = 1,06\text{-}1,15$ ).

**Peridotiti:** i clinopirosseni delle peridotiti con e senza anfibolo sono fortemente impoveriti in diversi elementi in traccia incompatibili, come ad esempio Rb, Ba, Sr, Zr, e Nb, che mostrano concentrazioni di poche ppm (spesso inferiori a 10ppm). I pattern di distribuzione delle REE dei clinopirosseni delle due tipologie di peridotiti sono praticamente identici tra loro nella regione delle MREE-HREE, dove l'andamento è praticamente piatto ( $\text{GdN}/\text{LuN} = 0,76\text{-}1,38$ ) e attestato su abbondanze di 8-12 volte il valore condritico, mentre esistono forti differenze in termini di abbondanze di LREE. I clinopirosseni di entrambe le tipologie di peridotiti mostrano un pattern frazionato in LREE, ma i clinopirosseni delle peridotiti senza anfibolo sono più impoveriti ( $\text{LaN}/\text{SmN} = 0,09 - 0,25$ ) rispetto a quelli delle peridotiti con anfibolo ( $\text{LaN}/\text{SmN} = 0,01 - 0,04$ ).



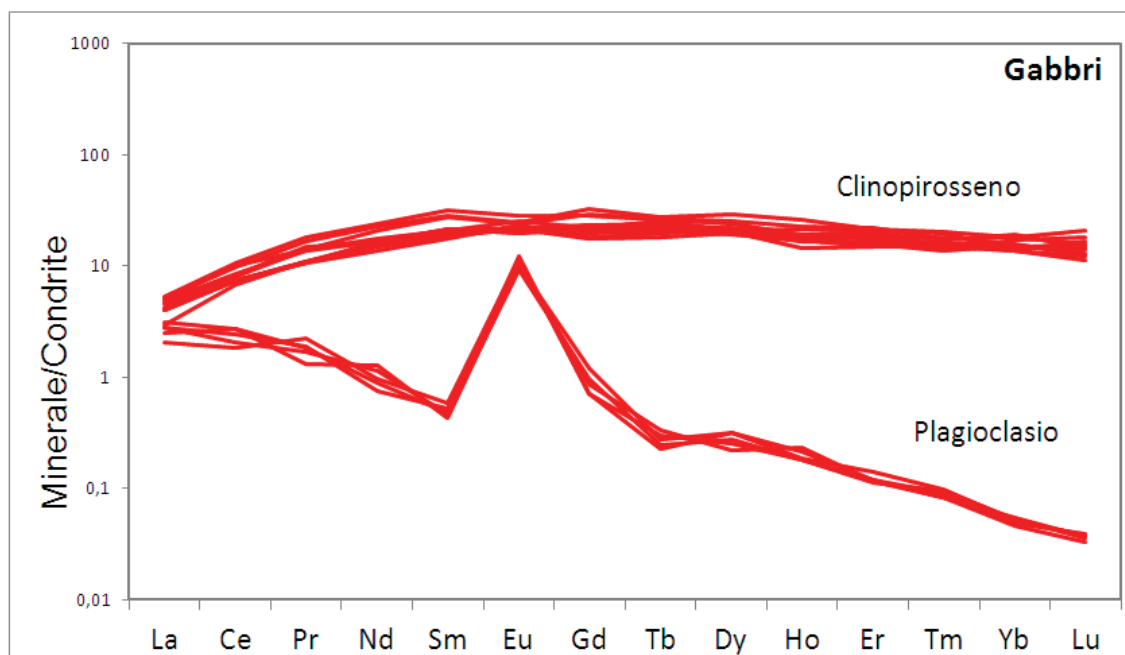


Figura 7.34 – Diagramma di distribuzione delle concentrazioni delle REE analizzate nei clinopirosseni e nei plagioclasti dei gabbri del Pollino, normalizzate alla condrite.

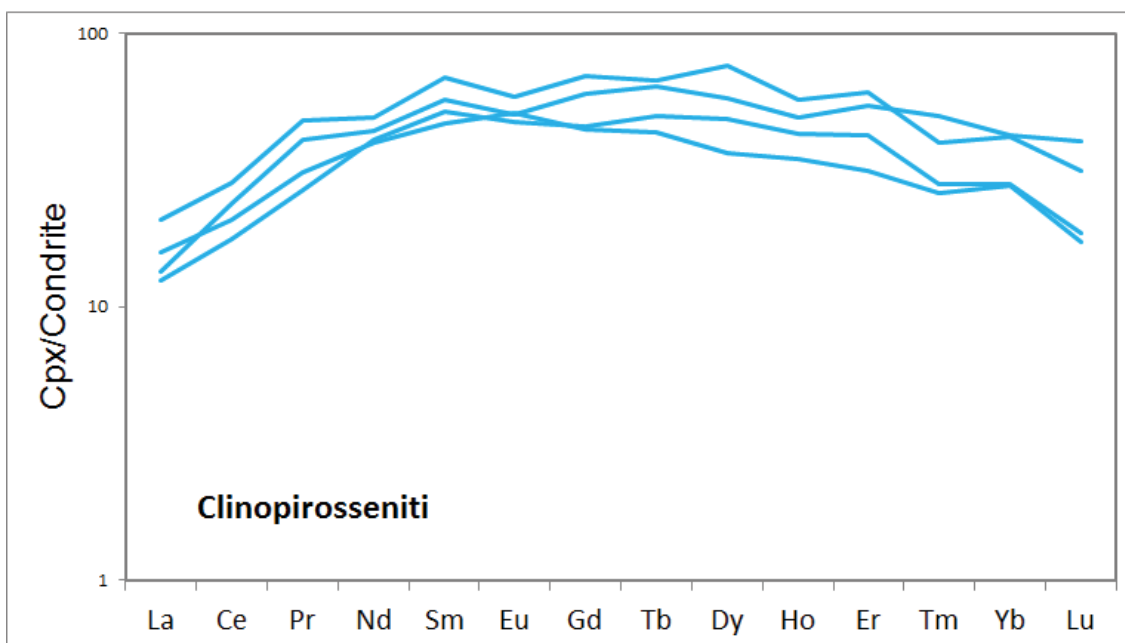


Figura 7.35 – Diagramma di distribuzione delle concentrazioni delle REE analizzate nei clinopirosseni delle clinopirosseniti del Pollino, normalizzate alla condrite.

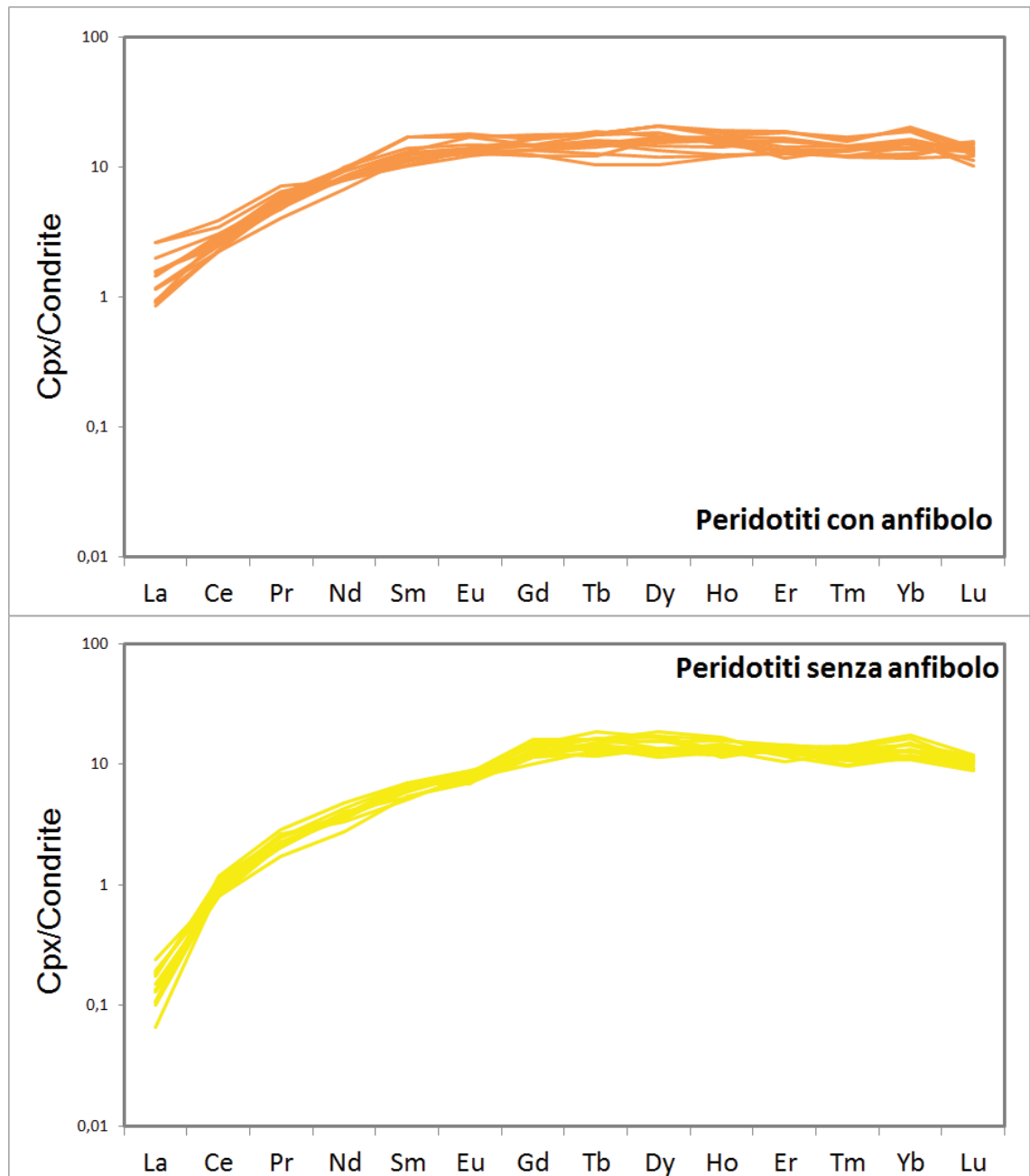


Figura 7.36 – Diagrammi di distribuzione delle concentrazioni delle REE analizzate nei clinopirosseni delle peridotiti con e senza anfibolo del Pollino, normalizzate alla condrite.

**8. VARIABILI INTENSIVE DEL SISTEMA****8.1. Pressione****8.1.1. Magmi**

La pressione dei magmi basici (gabbri basalti) è stata stimata mediante l'utilizzo di due geobarometri:

- il primo sfrutta la composizione chimica delle rocce totali tramite le quali viene determinato il valore dell'attività della silice nel liquido magmatico e quindi la pressione (*Putirka, 2008*);
- il secondo sfrutta la composizione chimica dei clinopirosseni presenti all'interno della roccia e che si sono formati in equilibrio con il magma che essa rappresenta (*Putirka et al., 2003*). La stima delle pressione con questo geobarometro è stata fatta utilizzando solo i clinopirosseni della pasta di fondo e i fenocristalli, cristallizzati in equilibrio con il liquido magmatico, sfruttando il test di equilibrio di Grove e Bryan, (1983) che propongono un coefficiente di partizione Fe-Mg tra clinopirosseni e liquido di  $0,23 \pm 0,03$ .

Le stime di pressione ottenute (riportate in Tabella 8.1) con i due geobarometri sono approssimativamente simili e variano tra 0,1 e 1,2 kbar ma, tuttavia, si nota come il geobarometro a clinopirosseno fornisca misure più vicine tra di loro rispetto a quelle ottenute con il geobarometro basato sull'attività della silice. Le profondità delle pressioni stimate sono comprese tra la 0 e 5km, assumendo un valore medio di densità delle rocce di  $2,8 \text{ g/cm}^3$ . Inoltre, va sottolineato come ai gabbri competano le pressioni calcolate più alte, mentre ai pillow lavas quelle più basse.

**Tabella 8.1 – Range di pressione stimati per pillow lavas, filoni e gabbri del Pollino.**

Roccia	Pillows	Doleriti	Gabbri
Geotermometro	<i>Putirka, 2008</i>		
P (kbar)	0,1-0,3	0,2-0,9	0,7-1,1
Geotermometro	<i>Putirka et al., 2003</i>		
P (kbar)	0,35-0,45	0,40-0,75	0,8-1,2

**8.1.2. Peridotiti**

La stima della pressione di equilibrio delle rocce peridotitiche è stata fatta mediante un geobarometro che sfrutta la composizione chimica dell'ortopirosseno (*Mercier, 1980*). I risultati sono riportati nella Tabella 8.2. Le stime di pressione ottenute sono praticamente identiche tra di loro e spaziano nell'intervallo 10.3-11.8 kbar, corrispondenti a profondità comprese tra 30 e 40km, assumendo un valore medio di densità delle rocce di 3,2 g/cm<sup>3</sup>.

**Tabella 8.2 – Range di pressione stimati per le peridotiti del Pollino.**

Roccia	Peridotite con anfibolo	Peridotite senza anfibolo
P (kbar)	10,3-11,4	10,6-11,8

**8.2. Temperatura****8.2.1. Magmi**

Le temperature dei magmi sono state stimate mediante cinque geotermometri differenti.

**Geotermometro olivina/liquido**

Il geotermometro olivina/liquido è basato sulla coesistenza all'equilibrio dell'olivina con il liquido magmatico (*Putirka, 2008*), in accordo con il test di equilibrio di Roeder ed Emslie (1970) che propongono un coefficiente di partizione Fe-Mg tra l'olivina ed il liquido di  $0,27 \pm 0,03$ . Le determinazioni fatte con il geotermometro olivina/liquido sono state effettuate sotto condizioni bariche differenti (0,1, 0,5, 1 ed 1,5 kbar). I risultati ottenuti sono riportati nella tabella 8.3. Le temperature stimate (mediamente si aggirano intorno ai 1100°C) sono praticamente identiche all'interno di una stessa classe litologica e come atteso i valori di temperatura aumentano all'aumentare della pressione del sistema. Invece, i range di temperatura tra pillows, doleriti e basalti sono un po' diversi tra di loro.

**Tabella 8.3 – Temperature stimate tramite il geotermometro olivina/liquida per le rocce basaltiche ed i gabbri del Pollino.**

Roccia	Pillows	Doleriti	Gabbri
P (kbar)		<u>0,10</u>	
T (°C)	1081-1229	1112-1215	1178-1227
P (kbar)		<u>0,50</u>	
T (°C)	1092-1243	1127-1229	1189-1243
P (kbar)		<u>1,00</u>	
T (°C)	1134-1249	1165-1260	1191-1255
P (kbar)		<u>1,50</u>	
T (°C)	1186-1254	1197-1270	1193-1268

**Geotermometro a clinopirosseno**

Le composizioni chimiche dei clinopirosseni calcici delle rocce basaltiche sono state utilizzate per ricavare le temperature dei liquidi magmatici tramite il geotermometro di Kretz (1982). Questo geotermometro fornisce valori di temperature compresi tra circa 1000°C e circa 1100°C, ampiamente sovrapposti tra basalti pillow, filoniani e gabbri.

**Geotermometro a plagioclasio calcico**

Le composizioni chimiche dei plagioclasii calcici delle rocce basaltiche sono state utilizzate per ricavare le temperature dei liquidi magmatici tramite il geotermometro plagioclasio-liquido di Thy et al. (2013). Questo geotermometro fornisce valori praticamente identici di temperature per i basalti pillow ed i gabbri, compresi tra 1198°C e 997°C, mentre meno ampio è il range di temperatura determinato per i basalti filoniani, compreso tra 1145°C e 1090°C. Il valore di 997°C è stato determinato sui plagioclasii di composizione andesinica.

**Geotermometro a pigeonite**

Le composizioni chimiche della pigeonite in basalti pillow e filoni sono state utilizzate per ricavare le temperature dei liquidi magmatici tramite il geotermometro pigeonite-liquido di Ishii et al. (1975). I valori di temperatura ottenuti per i pillow lavas sono compresi tra 1078°C e 1056°C, mentre quelli ottenuti per i filoni sono compresi tra 1069°C e 1112°C.

**Geotermometro ad ilmenite-magnetite**

Il geotermometro ilmenite-magnetite è basato sulla coesistenza di ilmenite e di magnetite e quindi la sua applicazione è stata possibile solo per i campioni di pillow lavas, dove entrambi gli ossidi sono presenti. La metodologia di calcolo è basata sulla determinazione delle percentuali molari di ulvospinello ed ilmenite (*Carmichael, 1966; Anderson, 1968; Lindsley e Spencer, 1982; Stormer, 1983*) tramite le quali è possibile risalire alla temperatura di liquidus dei magmi, attraverso algoritmi di calcolo proposti da diversi autori. Si sono effettuate numerose determinazioni utilizzando tutte le combinazioni possibili ilmenite-magnetite analizzate all'interno dei singoli campioni, utilizzando i dati delle percentuali molari di ulvospinello ed ilmenite calcolate all'interno di tre geotermometri differenti (*Powell e Powell, 1977; Spencer e Lindsley, 1981; Andersen e Lindsley, 1988*). I risultati sono proposti nella Tabella 8.4.



Come si nota le temperature minime ottenute si attestano tra 560 e 720°C (poco realistiche e probabilmente dovute a riequilibrio di bassa pressione della magnetite), mentre le massime sono mediamente intorno ai 1150°C, anche se alcune determinazioni forniscono temperature superiori ai 1300°C, con picchi di 1330° in un caso.

**Tabella 8.4 – Valori di Temperature stimate tramite diversi geotermometri ilmenite-magnetite**

Metodo di calcolo X'Usp e X'IIm:	mol.% Usp	mol.% IIm
Carmichael (1966)	93,6-43,5	94,7-51
Anderson (1968)	93,7-43,7	95-51,5
Lindsley & Spencer (1982)	93,8-44,1	95,1-53
Stormer (1983)	93,8-44,6	95,1-53,5
Geotermometro: Powell e Powell (1977)		
X'Usp e X'IIm da:	Temp. (°C)	
Carmichael (1966)	1128	603
Anderson (1968)	1156	690
Lindsley & Spencer (1982)	1160	690
Stormer (1983)	1179	698
Geotermometro: Spencer & Lindsley (1981)		
X'Usp e X'IIm da:	Temp. (°C)	
Carmichael (1966)	1335	650
Anderson (1968)	1326	714
Lindsley & Spencer (1982)	1310	711
Stormer (1983)	1328	718
Geotermometro: Andersen & Lindsley (1985)		
X'Usp e X'IIm da:	Temp. (°C)	
Carmichael (1966)	1197	566
Anderson (1968)	1271	637
Lindsley & Spencer (1982)	1262	634
Stormer (1983)	1269	641

### 8.2.2. Peridotiti e Clinopirosseniti

Le temperature di equilibrio delle peridotiti sono state ottenute sfruttando diversi tipi di geotermometri:

- un geotermometro che sfrutta le composizioni chimiche di clinopirosseni ed ortopirosseni in equilibrio tra loro (*Bertrand e Mercier, 1985; Brey e Kohler, 1990*);
- un geotermometro che sfrutta le composizioni chimiche degli ortopirosseni (*Mercier, 1980*);
- un geotermometro che sfrutta le composizioni chimiche dei clinopirosseni (*Sen e Jones, 1989; Wood e Banno, 1973; Wells, 1977*);
- un geotermometro che sfrutta le composizioni chimiche di olivina e spinello in equilibrio tra di loro (*Fabries, 1979; Ballhaus et al., 1991*);

Le temperature sono state stimate sfruttando esclusivamente i clinopirosseni non smescolati. I risultati ottenuti sono riportati nella tabella 8.5.

La temperatura ottenuta per le Peridotiti senza anfibolo è compresa tra 884 e 1076°C, quelle ottenuta per le Peridotiti con anfibolo è compresa tra 954 e 1133°C, quella delle clinopirosseniti è compresa tra 970 e 1060°C.

**Tabella 8.5 – Valori di Temperature stimate tramite diversi geotermometri per le peridotiti del Pollino.**

Roccia	Peridotiti con anfibolo	Peridotiti senza anfibolo	Clinopirosseniti
		<u>Bertrand e Mercier, 1985</u>	
Temp. (°C)	1133	1068	nd
		<u>Brey e Kohler, 1990</u>	
Temp. (°C)	1046	1015	nd
		<u>Mercier, 1980</u>	
Temp. (°C)	1087	1076	nd
		<u>Sen e Jones, 1989</u>	
Temp. (°C)	944	884	970
		<u>Wood e Banno, 1973</u>	
Temp. (°C)	987	1053	1073
		<u>Wells, 1977</u>	
Temp. (°C)	973	976	1060
		<u>Fabries, 1979</u>	
Temp. (°C)	1030	960	nd
		<u>Ballhaus et al., 1991</u>	
Temp. (°C)	1054	960	nd

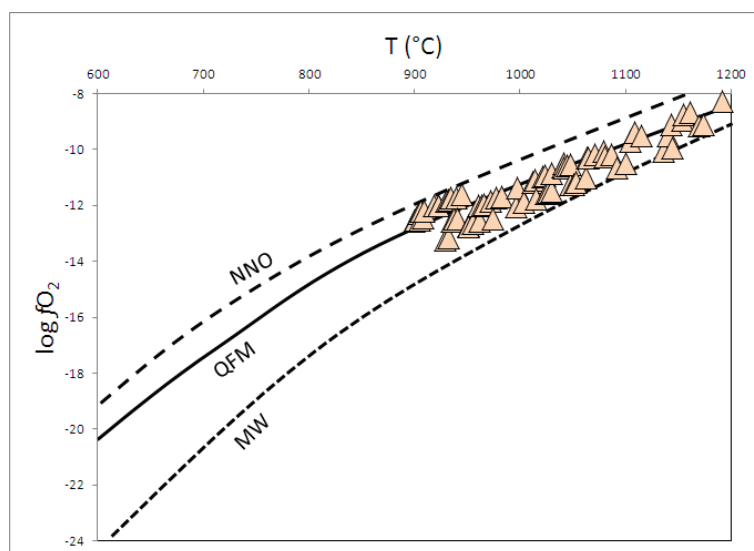
### **8.3. Fugacità di ossigeno**

La fugacità d'ossigeno  $fO_2$  è un parametro che indica la tendenza che ha l'ossigeno del sistema magmatico a diffondere nell'ambiente circostante. Se la fugacità dell'ossigeno è bassa vuol dire che nell'ambiente di cristallizzazione c'è poco ossigeno libero, quindi l'ambiente è poco ossidante e il ferro ferroso ( $Fe^{2+}$ ) viene poco ossidato in ferro ferrico ( $Fe^{3+}$ ). Il valore di  $fO_2$  di un sistema magmatico è intrinsecamente legato alla composizione del magma stesso e ai valori di P e T del sistema. La determinazione di  $fO_2$  è stata effettuata tramite la coesistenza nelle rocce di ilmenite e magnetite sfruttando i geotermometri di Spencer e Lindsley (1981) e di Andersen e Lindsley (1988) utilizzati anche per le determinazioni delle temperatura, e quindi applicabili solo ai pillow lavas. La Tabella 8.6, riporta i dati relativi alle determinazioni della fugacità dell'ossigeno. La relazione esistente tra la T e la  $fO_2$  dei magmi è mostrata nella Figura 8.1, in cui sono stati riportati in un grafico T(°C) vs.  $\log fO_2$ , determinati sulla base dei

dati di ulvospinello e magnetite calcolati con lo schema proposto per i geotermometri. I dati riportati sono solo quelli ottenuti dalle coppie ilmenite-magnetite che fornivano temperature ritenute realistiche per i tipi di magmi che i pillow lavas del Pollino rappresentano. Per i campioni studiati, alcune coppie ilmenite-magnetite si dispongono abbastanza vicine alla curva che descrive l'equazione del tampone QFM, mentre altre sono posizionate più in basso, vicino alla curva del tampone WM, indicando un sistema magmatico caratterizzato da una bassa fugacità di ossigeno e quindi condizioni poco ossidanti.

**Tabella 8.6 – Valori di  $fO_2$  stimati tramite diversi geotermometri ilmenite-magnetite**

Geotermometro di Spencer e Lindsley (1981)		
X'Usp e X'IIm da:	$fO_2$	
Carmichael (1966)	-6,46	-16
Anderson (1968)	-5,53	-17,3
Lindsley & Spencer (1982)	-5,7	-17,5
Stormer (1983)	-4,6	-17,3
Geotermometro di Andersen e Lindsley (1985)		
	$fO_2$	
Anderson (1968)	-7,77	-16,9
Lindsley & Spencer (1982)	-7,89	-17
Stormer (1983)	-6,83	-16,8



**Figura 8.1 – Diagramma T (°C) vs.  $\log fO_2$  dei campioni di pillow lavas del Pollino, ottenuto in accordo con i dati derivanti dai geotermometri ilmenite-magnetite. Abbreviazioni delle curve tampone: MW = Magnetite-Wustite; QFM = Quarzo-Fayalite-Magnetite; NNO = Nichel-Ossido di Nichel.**

## 9. PETROCHIMICA

### 9.1. Diagrammi di variazione

Al fine di individuare le differenze composizionali tra le varie rocce che compongono la sequenza ofiolitica affiorante in Appennino Meridionale, sono stati costruiti dei diagrammi di variazione degli elementi chimici maggiori ed in traccia. Per la costruzione di tali diagrammi è necessaria la scelta di un opportuno parametro (indice di differenziazione) che possa discriminare in modo netto le varie rocce analizzate, così da mettere in risalto le variazioni chimiche degli elementi studiati. Nel nostro caso, poiché si sono studiate rocce mafiche ed ultramafiche si è deciso di utilizzare l'ossido di magnesio.

#### 9.1.1. Elementi maggiori

I contenuti in elementi maggiori delle rocce campionate sono estremamente variabili, date le litologie differenti individuate (Figg. da 9.1 a 9.7). L'MgO delle peridotiti, essendo queste rocce ultramafiche, raggiunge i contenuti più elevati, superiori a 40 wt.%. Esiste, tuttavia, una apprezzabile differenza di concentrazione tra le peridotiti con anfiboli, che hanno MgO compreso tra 40,9 e 41,3 wt.%, e le peridotiti senza anfibolo, che invece hanno concentrazioni di MgO più alte, comprese tra 43,3 e 44,6 wt.%. Il contenuto di MgO delle clinopiroseniti varia tra 13,0 e 15,4 wt.%. Il contenuto di MgO delle doleriti è praticamente identico in tutti i campioni (circa 9,5 wt.%) ed è il più alto tra le rocce a composizione basaltica, poiché i pillow hanno contenuti di MgO variabili tra 5,8 e 7,7 wt.%, mentre per i gabbri è variabile tra 4,8 e 6,5 wt.%. Le rocce sedimentarie mostrano contenuti di MgO più bassi delle rocce ignee, generalmente inferiori a 3,5 wt.%. Il contenuto di SiO<sub>2</sub> delle clinopiroseniti è il più basso registrato, inferiore a 43 wt.%. Di poco superiore è quello delle peridotiti, variabile tra 44,3 e 47,4 wt.%. Tra 50,3 e 51,7 wt.% si attesta il contenuto di SiO<sub>2</sub> delle rocce basaltiche, con una ampia sovrapposizione tra i contenuti di gabbri, pillow lavas e doleriti. I contenuti di SiO<sub>2</sub> delle rocce sedimentarie sono decisamente più elevati di quelli delle rocce ignee e variano tra il 58 ed il 66 wt.%. Il contenuto di TiO<sub>2</sub> delle clinopiroseniti è il più elevato tra le rocce campionate (circa 2 wt.%) Decisamente inferiore sono i contenuti delle altre litologie, ma abbastanza variabili. Tra le rocce basaltiche, le doleriti posseggono i contenuti di TiO<sub>2</sub> più bassi (0,15-0,29 wt.%), mentre molto simili sono quelli di gabbri e pillow lavas (0,36-0,54 wt.%). Le peridotiti posseggono i contenuti di TiO<sub>2</sub> più bassi registrati (0,11-0,16 wt.%). Le rocce

sedimentarie mostrano invece contenuti di  $\text{TiO}_2$  inferiori a quelli delle clinopiroseniti, ma più alti di quelli delle altre litologie (0,65-0,90 wt.%). L' $\text{Al}_2\text{O}_3$  mostra una correlazione inversa con il contenuto di  $\text{MgO}$  delle litologie ignee campionate (0,9-1,3 wt.% nelle peridotiti, 7,8-9 wt.% nelle clinopiroseniti, 15,2-16,4 nelle doleriti, 16,3-16,9 nei pillow e 17,5-19 nei gabbri). Le rocce sedimentarie mostrano invece contenuti di  $\text{Al}_2\text{O}_3$  decisamente più variabili, compresi tra 15,3 e 22,2 wt.%. L' $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$  è l'ossido meno variabile di tutti. Nelle peridotiti le sue concentrazioni sono comprese tra 8 ed 8,9 wt.% mentre nelle clinopiroseniti tra 7,8 e 9,3 wt.%. Tra le rocce basaltiche il contenuto di  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$  dei gabbri (7,4-9 wt.%) è nettamente inferiore a quello di basalti pillow (10,7-11,4 wt.%) e delle doleriti (9,2-10,2 wt.%). Praticamente identico a quello delle rocce basaltiche è il contenuto di  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$  delle rocce sedimentarie, variabile tra 9,2 e 10,9 wt.%. Il calcio e gli elementi alcalini sono quelli che mostrano le concentrazioni più variabili di tutti. Tra le rocce ignee, le peridotiti posseggono i contenuti di  $\text{CaO}$  (1,1-1,6 wt.%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,04-0,06 wt.%) e  $\text{K}_2\text{O}$  (0,02-0,05 wt.%) più bassi. Le clinopiroseniti mostrano invece i contenuti di  $\text{CaO}$  (18,6-20,2 wt.%) e  $\text{K}_2\text{O}$  (1,97-2,05 wt.%) più alti. Le doleriti mostrano i contenuti di  $\text{Na}_2\text{O}$  più alti (4,7-4,95 wt.%). Tra le rocce basaltiche, pillow e gabbri hanno contenuti di  $\text{CaO}$  molto simili (12,9-14,5 wt.%) più alti di quelli delle doleriti (7,98-8,95 wt.%). Il contenuto di  $\text{Na}_2\text{O}$  dei basalti pillow è inferiore a quello dei gabbri (0,49-0,78 wt.% e 2,28-2,77 wt.% rispettivamente e molto simile a quello delle clinopiroseniti (0,69-0,94 wt.%). I contenuti di  $\text{K}_2\text{O}$  delle rocce basaltiche sono molto simili e sovrapponibili (0,10-0,19 wt.% nei gabbri, 0,03-0,15 wt.% nei pillow, 0,19-0,21 wt.% nelle doleriti). Le rocce sedimentarie mostrano contenuti di  $\text{CaO}$  compresi tra 0,21 e 0,45 wt.%, di  $\text{Na}_2\text{O}$  compresi tra 0,22 e 0,84 wt.% e di  $\text{K}_2\text{O}$  compresi tra 2,52 e 5,90 wt.%.

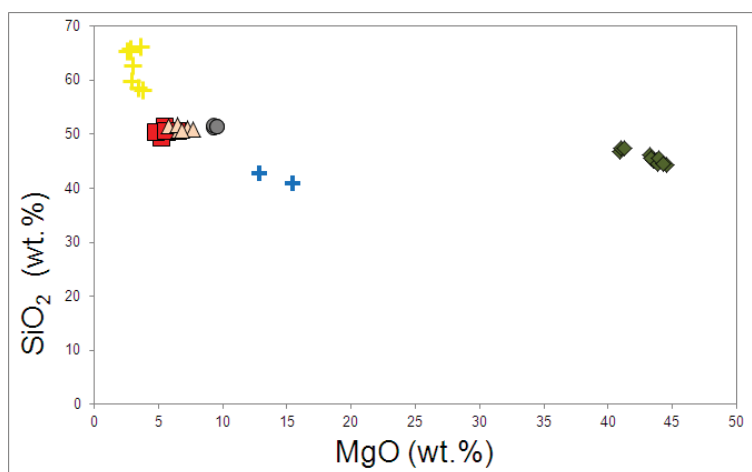


Figura 9.1 - Diagramma di variazione  $\text{MgO}$  (wt.%) vs.  $\text{SiO}_2$  (wt.%).



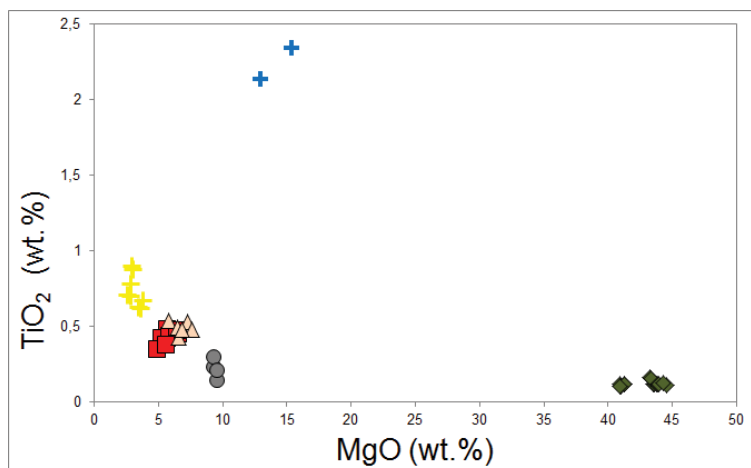


Figura 9.2 - Diagramma di variazione MgO (wt.%) vs. TiO<sub>2</sub> (wt.%).

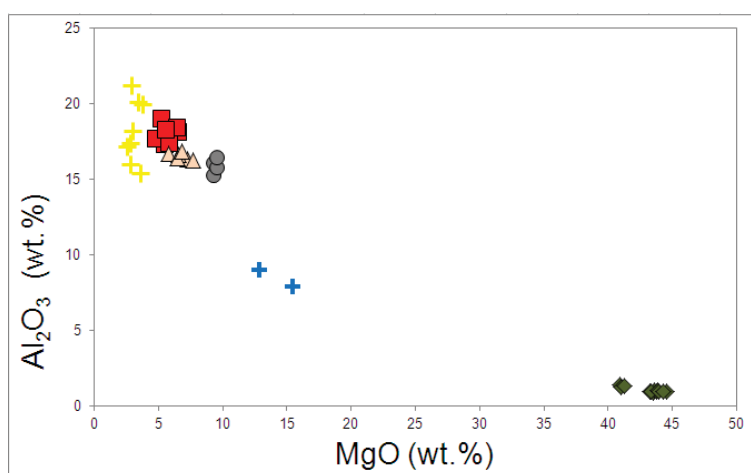


Figura 9.3 - Diagramma di variazione MgO (wt.%) vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt.%).

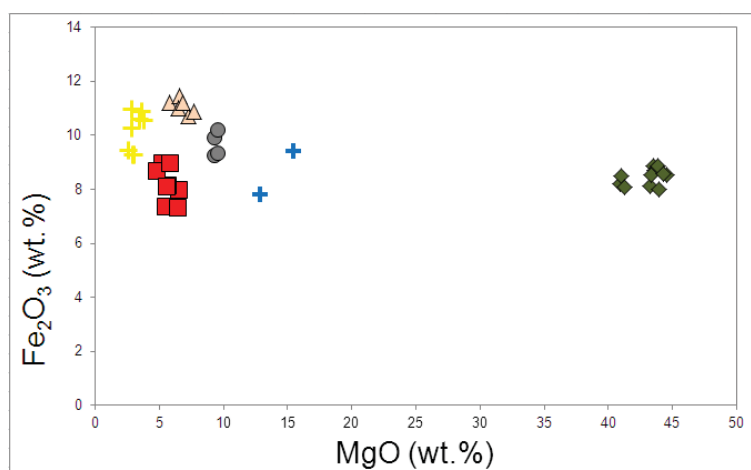


Figura 9.4 - Diagramma di variazione MgO (wt.%) vs. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt.%).

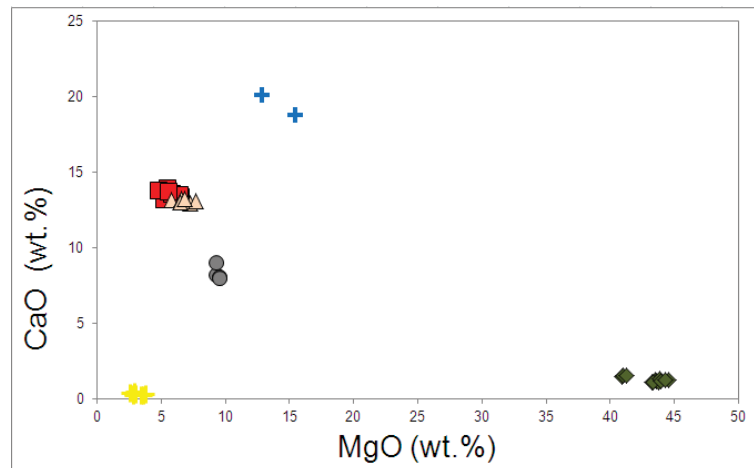


Figura 9.5 - Diagramma di variazione MgO (wt.%) vs. CaO (wt.%).

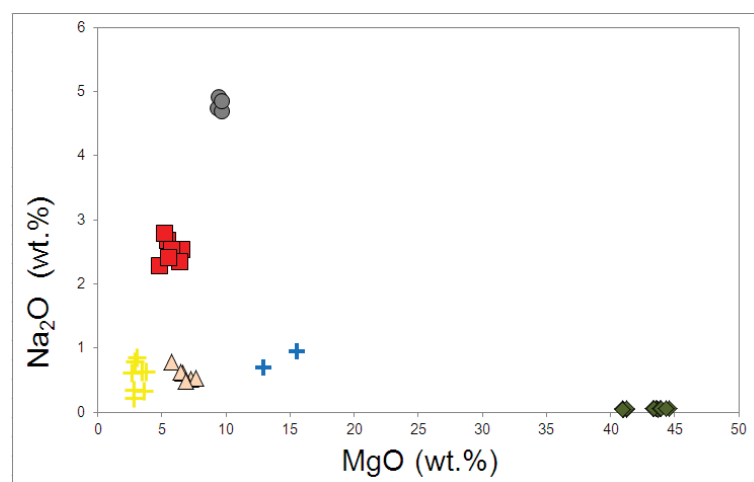


Figura 9.6 - Diagramma di variazione MgO (wt.%) vs. Na<sub>2</sub>O (wt.%).

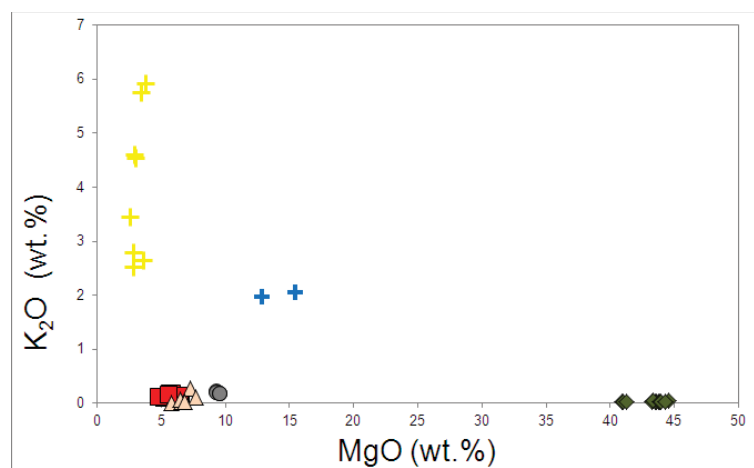


Figura 9.7 - Diagramma di variazione MgO (wt.%) vs. K<sub>2</sub>O (wt.%).

**9.1.2. Elementi in traccia**

Come nel caso degli elementi maggiori, anche i contenuti in elementi in traccia delle rocce campionate sono estremamente variabili (Figg. da 9.8 a 9.10). Le rocce peridotitiche mostrano contenuti in Ni (2042-2198 ppm), Cr (2025-2087 ppm), V (42-67 ppm) e Co (108-190 ppm) estremamente alti, mentre tutti gli altri elementi in traccia hanno concentrazioni spesso al di sotto di 1 ppm. Il valore  $\Sigma$ REE mediamente è di 2,5 ppm. Le clinopirosseniti mostrano concentrazioni di V (378-406 ppm) e Cr (2268-2388 ppm) molto alte, con il Cr che raggiunge concentrazioni superiori a quelle delle peridotiti. I contenuti di Ni e Co sono invece notevolmente più bassi, paragonabili a quelli delle rocce basaltiche. Le pirosseniti inoltre mostrano contenuti in tutti gli altri elementi in traccia decisamente più elevati di quelli delle altre litologie ignee. Tra le rocce a composizione basaltica si evidenzia che le doleriti posseggono mediamente concentrazioni di V (212-230 ppm), Sr (230-312 ppm), Ba (33,5-56,8 ppm) Y (19,1-20,7 ppm), Zr (52,3-62,6 ppm), Hf (1,11-1,72 ppm) e Th (1,58-2,02 ppm) più alte di quelle di gabbri e pillow lavas. Tutti gli altri elementi invece hanno concentrazioni paragonabili tra le varie rocce basaltiche, ad eccezione di Ni e Cr nettamente più concentrati nelle rocce gabbriche (98-264 ppm e 658-1060 ppm rispettivamente) rispetto alle altre litologie basaltiche. I gabbri, inoltre, posseggono le concentrazioni di Y (10,4-12,2 ppm), Zr (15,2-19,3 ppm) ed Hf (0,32-0,71 ppm) più basse rispetto a pillow lavas e doleriti, mentre i contenuti di Sr (160-263 ppm) sono nettamente superiori a quelli dei pillow lavas ma decisamente inferiori a quelli delle doleriti. Infine, i basalti a pillow sono il litotipo che presenta valori di  $\Sigma$ REE (16-40 ppm) mediamente superiori a quelli di gabbri (7,9-15,3 ppm) e doleriti (18,3-20,1 ppm). Per quanto riguarda le rocce sedimentarie, è interessante notare come i contenuti di Cr, Co, Ni e Sr siano identici a quelli di almeno una delle litologie basaltiche, mentre i contenuti di V sono più bassi. Le concentrazioni degli altri elementi in traccia nelle rocce sedimentarie, invece, sono notevolmente superiori a quelle delle rocce ignee, in particolar modo Rb (74-145 ppm), Pb (14,9-23,1 ppm), Th (7-13,7 ppm) ed U (1,1-3 ppm).

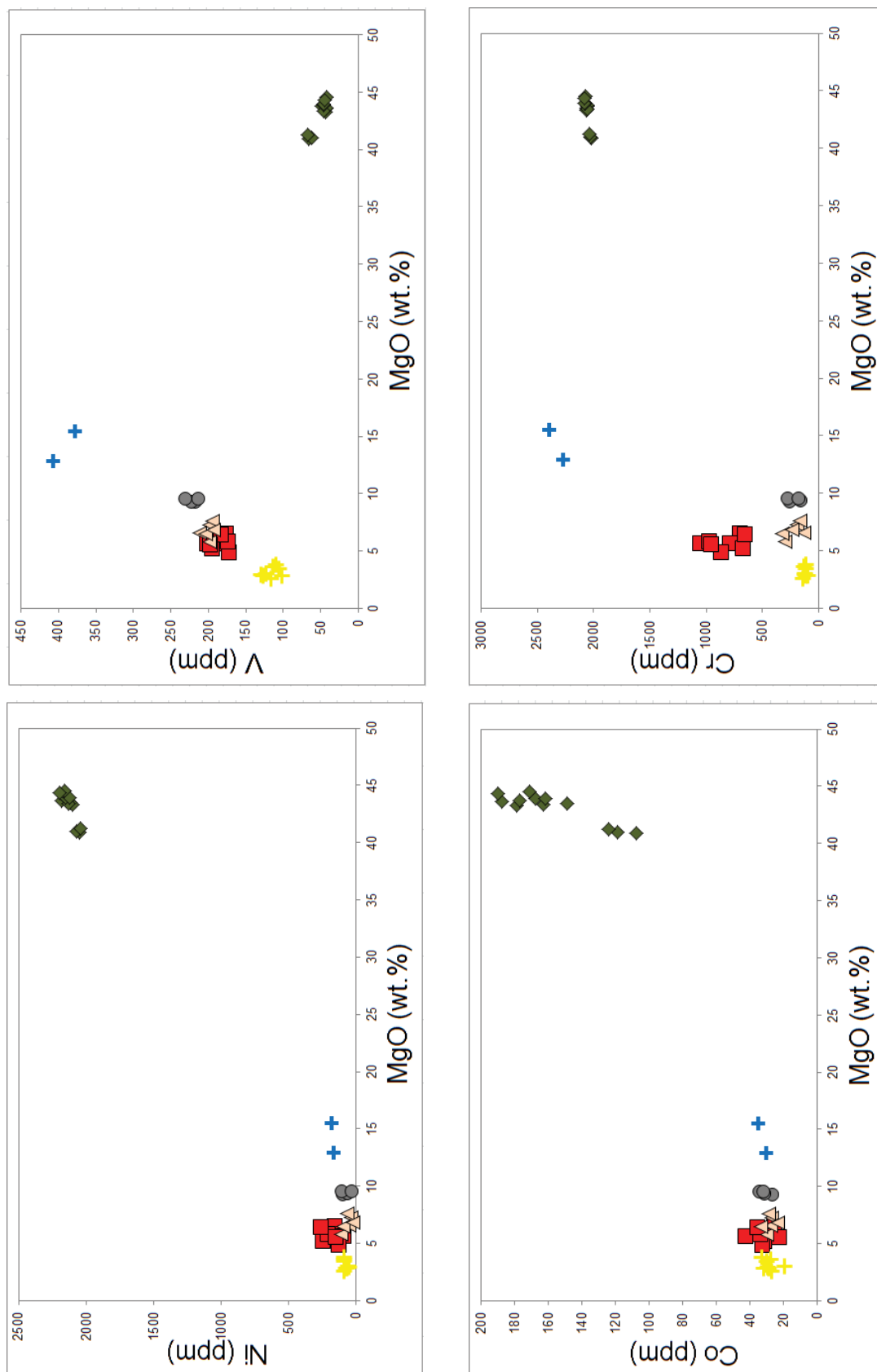


Figura 9.8 - Diagrammi di variazione MgO (wt.%) vs. Ni, V, Co e Cr (in ppm).

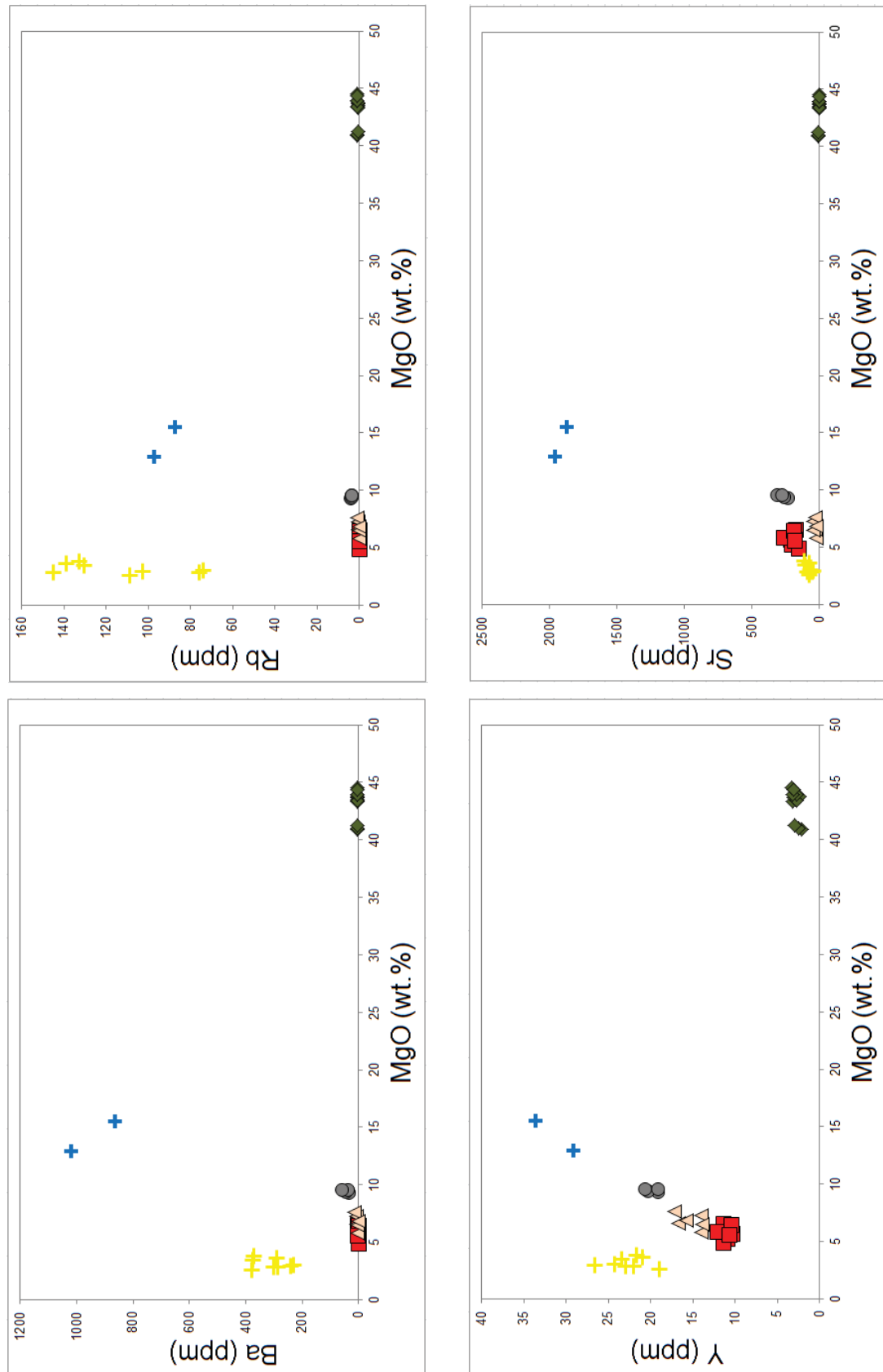


Figura 9.9 - Diagrammi di variazione MgO (wt.%) vs. Ba, Rb, Y e Sr (in ppm).



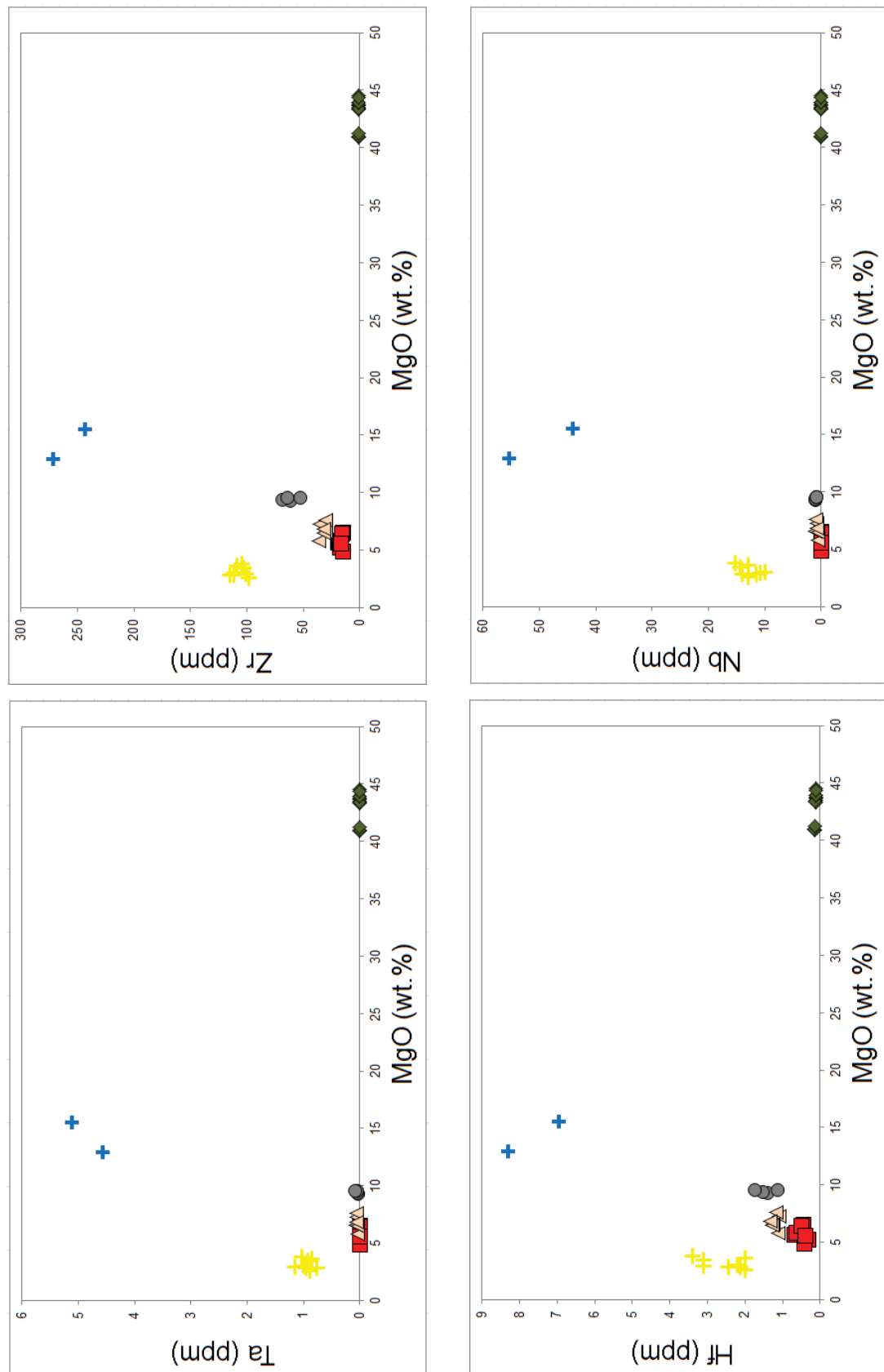


Figura 9.10 - Diagrammi di variazione MgO (wt.%) vs. Ta, Zr, Hf e Nb (in ppm).

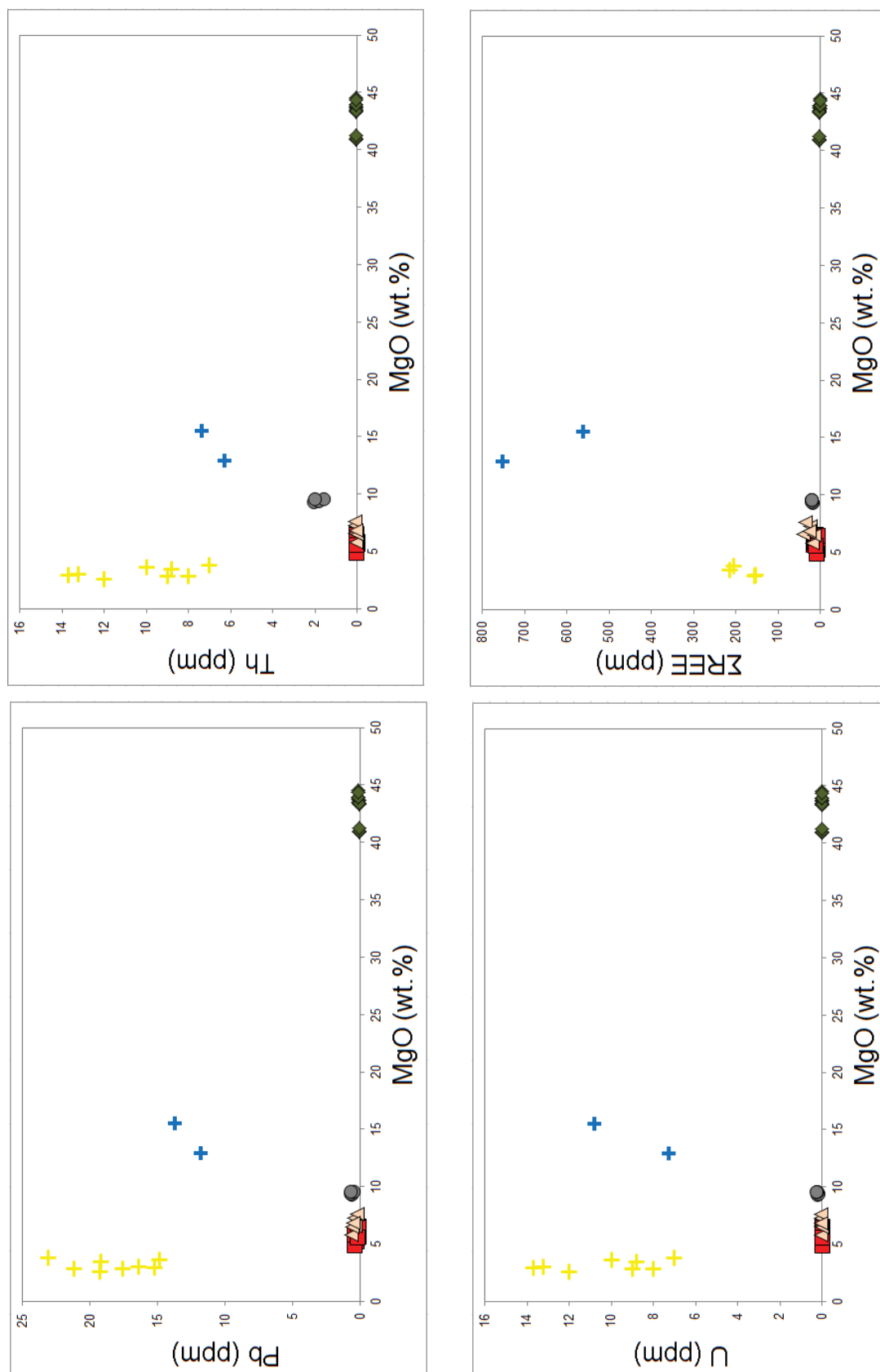


Figura 9.10 - Diagrammi di variazione MgO (wt.%) vs. Pb, Th, U e ΣREE (in ppm).

### **9.2. Pattern di distribuzione degli elementi in traccia**

Per studiare la distribuzione degli elementi in traccia all'interno delle rocce, è necessaria la costruzione di diagrammi che relazionano contemporaneamente le concentrazioni di più elementi chimici. I diagrammi multi-elementari qui utilizzati sono: quelli delle terre rare normalizzate ai valori condritici (*Boyton, 1984*), nel caso delle rocce ignee ed ai valori della Crosta Continentale Superiore (*Taylor e McLennan, 1985*) e del GLOSS (Global Subduction Sediment; *Plank e Langmuir, 1998*), nel caso delle sedimentarie, e quelli degli elementi incompatibili normalizzati al mantello primordiale (*Lyubetskaya e Korenaga, 2007*), per tutte le litologie studiate.

#### **9.2.1. Pattern delle REE**

I litotipi ignei affioranti nell'area del Pollino mostrano dei pattern delle terre rare molto differenti. Le rocce peridotitiche mostrano pattern delle REE normalizzate alla condrite (Fig. 9.11) con fortissimi impoverimenti in La e Ce (circa 0,01 volte la condrite), leggeri impoverimenti in Pr e Nd (circa 0,1 volte la condrite) e dei pattern praticamente piatti delle MREE (Sm, Eu, Gd e Dy) e delle HREE (Er, Tm, Yb, Lu), attestati su un valore condritico. Si constata, però, una significativa differenza in termini di arricchimenti delle LREE tra le peridotiti con anfibolo (leggermente più arricchite) e le peridotiti senza anfibolo (leggermente più impoverite). I gabbri mostrano dei pattern di distribuzione delle REE (Fig. 9.12) praticamente piatti leggermente più arricchiti rispetto al valore condritico, con un leggerissimo arricchimento in MREE ed HREE rispetto alle LREE. L'unica caratteristica degna di nota del pattern dei gabbri è la forte anomalia positiva di Eu, che in alcuni campioni arriva a sfiorare il valore di 10 volte la condrite. I basalti a pillow e le doleriti, come i gabbri, mostrano un pattern di distribuzione delle REE piatto, con arricchimenti compresi tra il valore condritico e circa 10 volte la condrite. A differenza dei gabbri però, questi litotipi non mostrano il picco positivo corrispondente all'anomala concentrazione di Eu (Fig. 9.13 e 9.14). Da notare inoltre che le doleriti, rispetto ai basalti a pillow, mostrano concentrazioni di REE più vicine tra loro. Le clinopiroseniti posseggono un pattern di distribuzione delle REE molto diverso dalle altre litologie ignee, sia nella forma che negli arricchimenti (Fig. 9.15). Come si può notare, infatti, queste rocce posseggono forti arricchimenti in LREE (da 600 a 100 volte il valore condritico) e forti impoverimenti in HREE (10 volte il valore condritico).

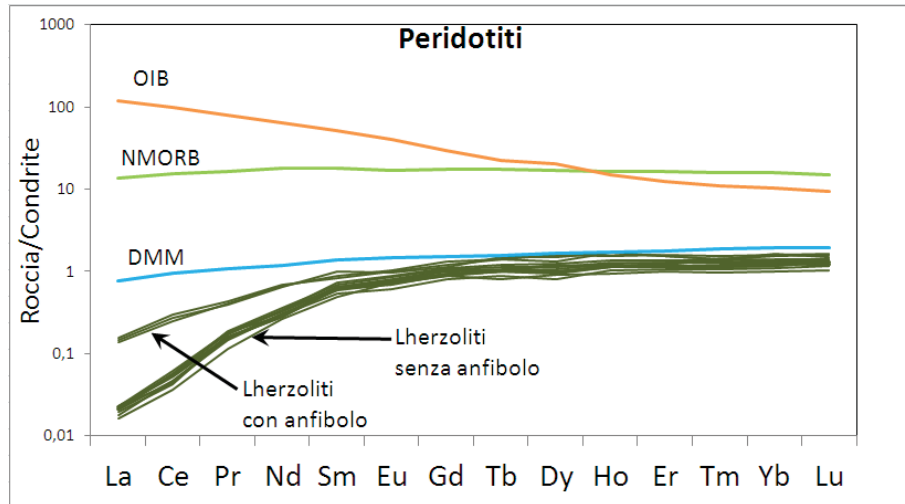


Figura 9.11 - Diagramma di distribuzione delle REE nelle peridotiti, normalizzate al valore condritico. Valori di normalizzazione da Boyton, 1984. Pattern DMM da Workman e Hart, 2005, NMORB da Gale et al., 2013, OIB da Willbold e Stracke, 2006.

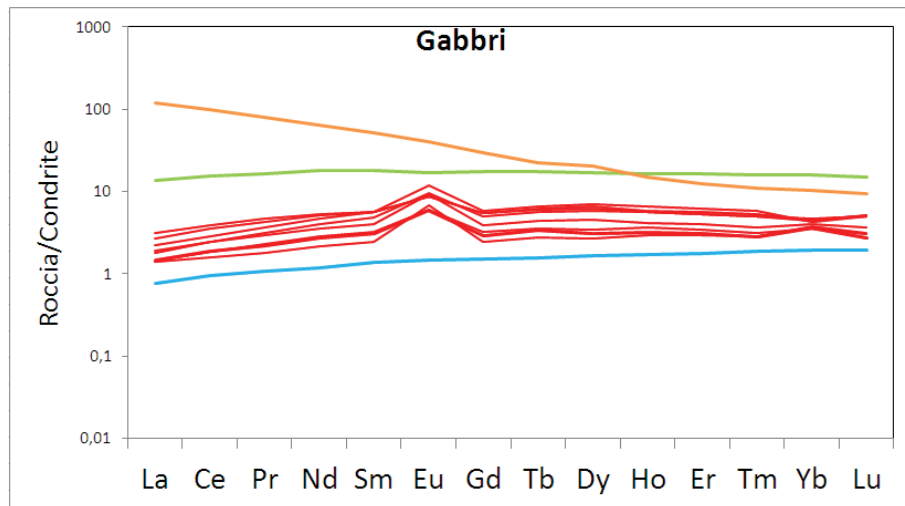


Figura 9.12 - Diagramma di distribuzione delle REE nei gabbri, normalizzate al valore condritico. Valori di normalizzazione da Boyton, 1984.

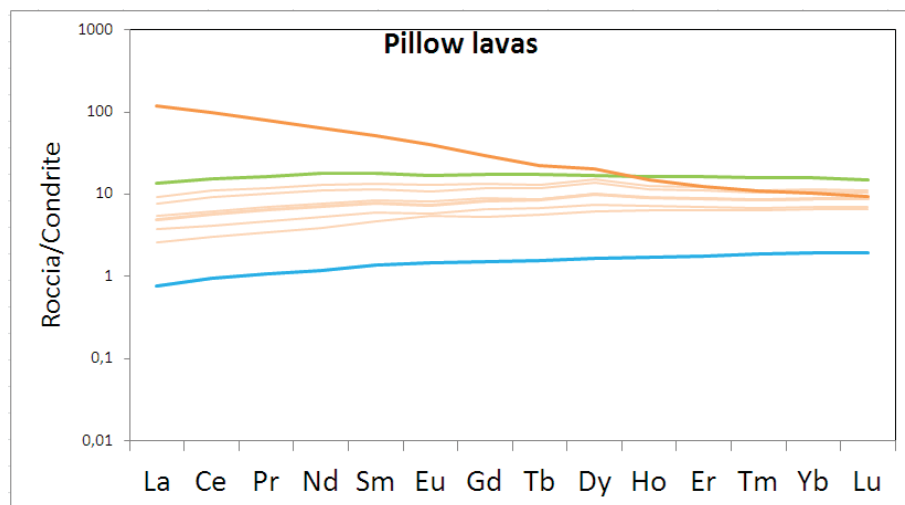


Figura 9.13 - Diagramma di distribuzione delle REE nei pillow lavas, normalizzate al valore condritico. Valori di normalizzazione da Boyton, 1984.

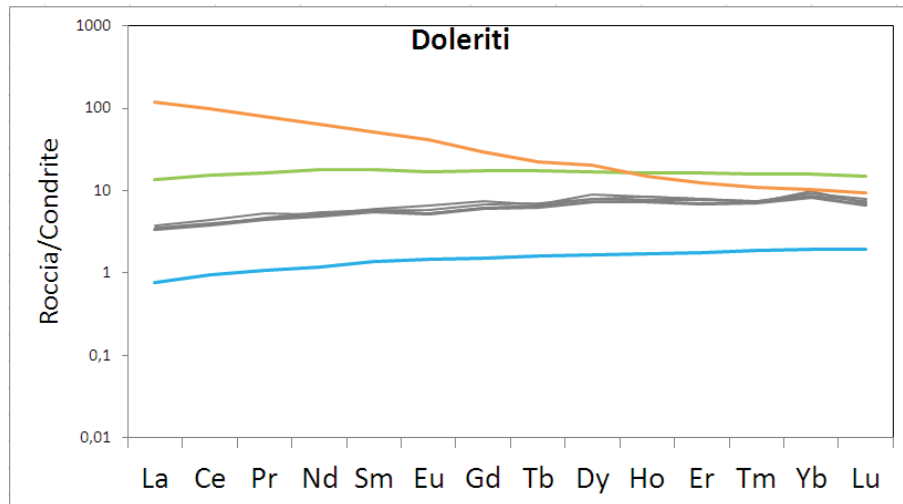


Figura 9.14 - Diagramma di distribuzione delle REE nelle doleriti, normalizzate al valore condritico. Valori di normalizzazione da Boyton, 1984.

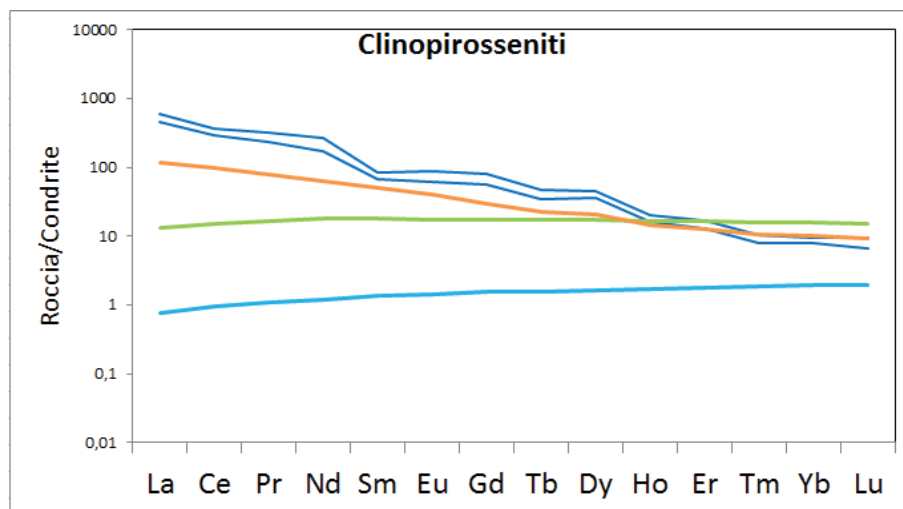


Figura 9.15 - Diagramma di distribuzione delle REE nelle clinopirosseniti, normalizzate al valore condritico. Valori di normalizzazione da Boyton, 1984.

Per quanto riguarda i pattern di distribuzione delle REE nelle rocce sedimentarie (Fig. 9.16), queste mostrano un andamento praticamente piatto attestato sul valore della crosta continentale superiore/GLOSS (i valori di normalizzazione di questi due serbatoi sono molto simili tra loro) con un'unica particolarità degna di nota che è l'impoverimento in La. Per paragone, si è riportato nel diagramma di Fig. 9.16 il pattern delle REE delle rocce sedimentarie normalizzate al valore condritico. In questo caso, i sedimenti mostrano degli arricchimenti in LREE di circa 100 volte la condrite e degli impoverimenti in HREE, fino a circa 10 volte la condrite. Anche in questo pattern resta l'impoverimento in La di queste rocce rispetto alle altre LREE.



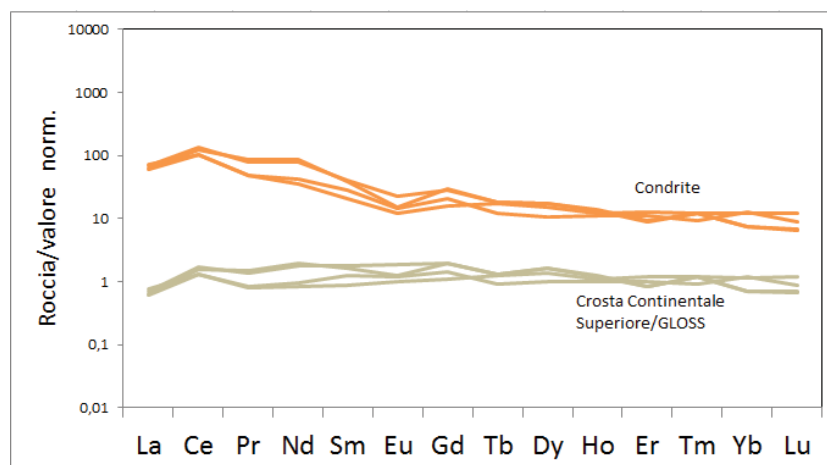


Figura 9.16 - Diagramma di distribuzione delle REE nelle argilliti, normalizzate al valore del mantello primitivo (Boyton, 1984) e della crosta continentale superiore (Taylor e McLennan, 1985)/GLOSS (Plank and Langmuir, 1998).

### 9.2.2. Pattern degli elementi in traccia

Come nel caso delle REE, anche i pattern di distribuzione degli elementi in traccia normalizzati al mantello primitivo dei diversi litotipi ignei affioranti nell'area del Pollino, sono molto differenti. Le peridotiti (Fig. 9.17) sono decisamente più impoverite rispetto al mantello primitivo fatta eccezione per Rb, Pb, Th e K. Notevoli i picchi negativi corrispondenti a Nb, La e Ce. Il pattern di distribuzione dei gabbri (Fig. 9.18) a grandi linee è simile a quello delle peridotiti, specialmente per quanto riguarda gli HFSE, tutti vicini al valore del mantello primitivo con eccezione dell'Eu molto più arricchito. Esistono, comunque, alcune significative differenze con le peridotiti. In primo luogo il Rb è impoverito rispetto al mantello primitivo e molto più basso delle peridotiti, analogamente il Ta. Al contrario lo Sr mostra un picco positivo che nel pattern delle peridotiti non appare, così come lo Zr che nel pattern dei gabbri non mostra il picco negativo invece presente nelle peridotiti. I pattern di distribuzione dei pillow lavas mostrano una ampia variazione composizionale negli elementi LILE (Rb, Ba, Sr e K) e in LREE. Ad ogni modo gli elementi più incompatibili tendono ad essere più impoveriti rispetto agli HFSE meno incompatibili. Le doleriti posseggono un pattern di distribuzione degli elementi in traccia che mostra meno variabilità in termini di arricchimento tra i campioni. Tuttavia il pattern si mostra decisamente anomalo, con picchi positivi in Rb, Th, U, K Pb, Sr, Zr ed Hf, e con picchi negativi in Nb, Ta e Ti (Fig. 9.20). Le clinopiroseniti posseggono il pattern di distribuzione degli elementi in traccia più arricchito delle altre litologie ignee campionate. Nello specifico mostrano arricchimenti negli elementi più incompatibili anche di 500 volte il valore del mantello primitivo, mentre le concentrazioni in HFSE sono paragonabili a questo. Da notare i picchi negativi di K e Ti nel pattern.

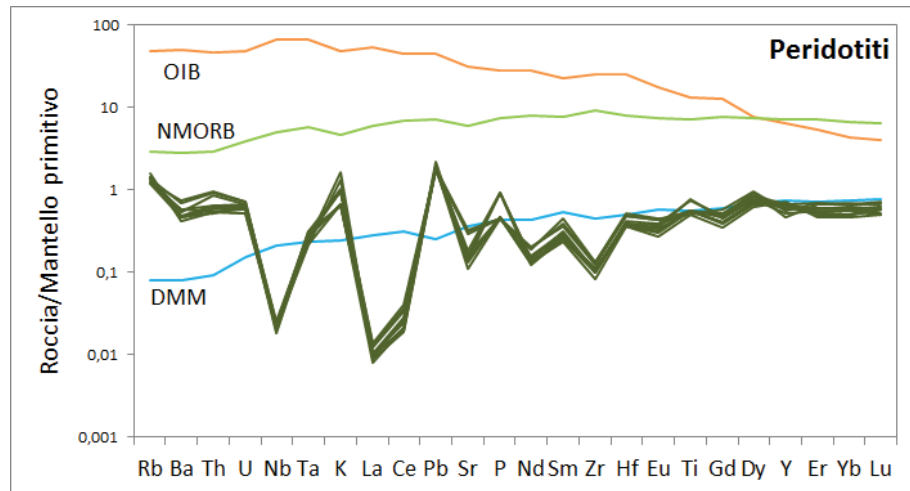


Figura 9.17 - Diagramma di distribuzione degli elementi in traccia nelle peridotiti, normalizzati al valore del mantello primitivo. Valori di normalizzazione da Lyubetskaya e Korenaga, 2007.

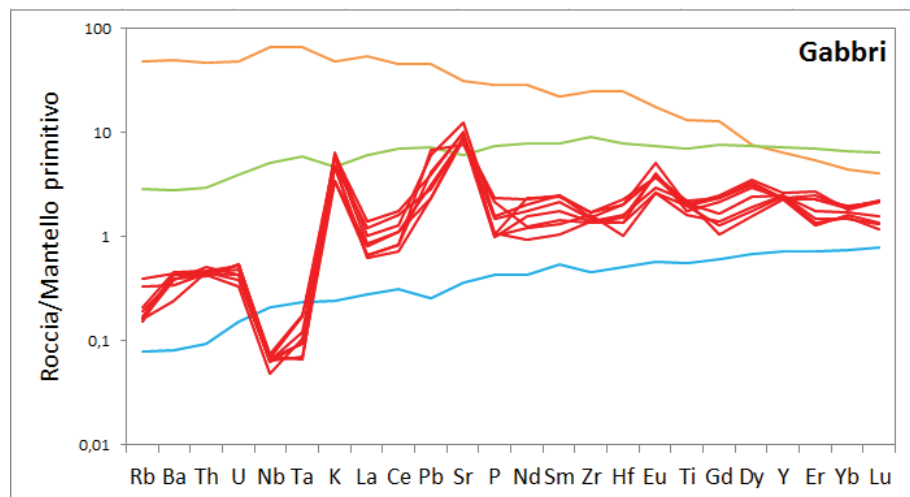


Figura 9.18 - Diagramma di distribuzione degli elementi in traccia nei gabbri, normalizzati al valore del mantello primitivo. Valori di normalizzazione da Lyubetskaya e Korenaga, 2007.

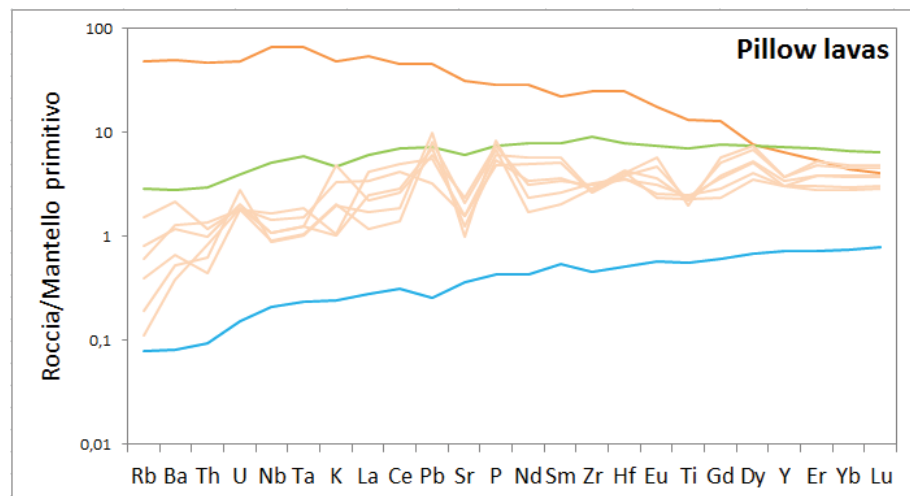


Figura 9.19 - Diagramma di distribuzione degli elementi in traccia nei pillow lavas, normalizzati al valore del mantello primitivo. Valori di normalizzazione da Lyubetskaya e Korenaga, 2007.

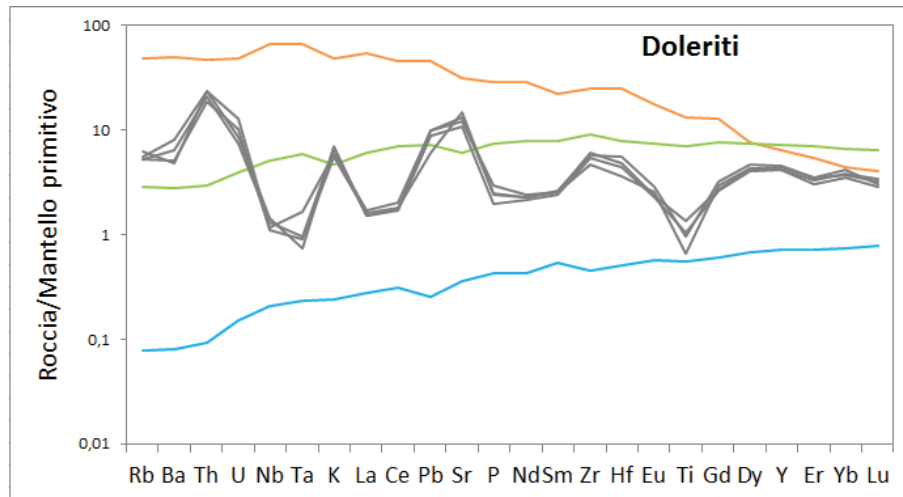


Figura 9.20 - Diagramma di distribuzione degli elementi in traccia nelle doleriti, normalizzati al valore del mantello primitivo. Valori di normalizzazione da Lyubetskaya e Korenaga, 2007.

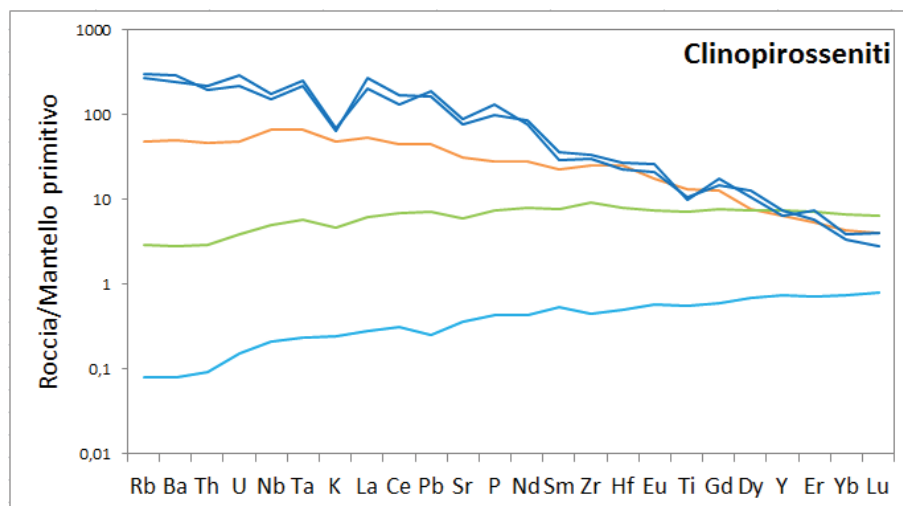


Figura 9.21 - Diagramma di distribuzione degli elementi in traccia nelle clinopirosseniti, normalizzati al valore del mantello primitivo. Valori di normalizzazione da Lyubetskaya e Korenaga, 2007.

I pattern di distribuzione delle rocce sedimentarie mostrano che queste sono veramente simili alla crosta continentale superiore e al GLOSS, con alcune importanti differenze registrate nelle concentrazioni di Rb e K, molto più arricchiti in alcuni campioni, e nelle concentrazioni di Pb, Sr e Ba, molto più impoveriti. Rispetto alla composizione del mantello primitivo, i sedimenti si mostrano molto più ricchi in tutti gli elementi in traccia incompatibili, con i LILE tendenzialmente più arricchiti degli HFSE, con l'unica eccezione dello Sr che mostra un notevole picco negativo.

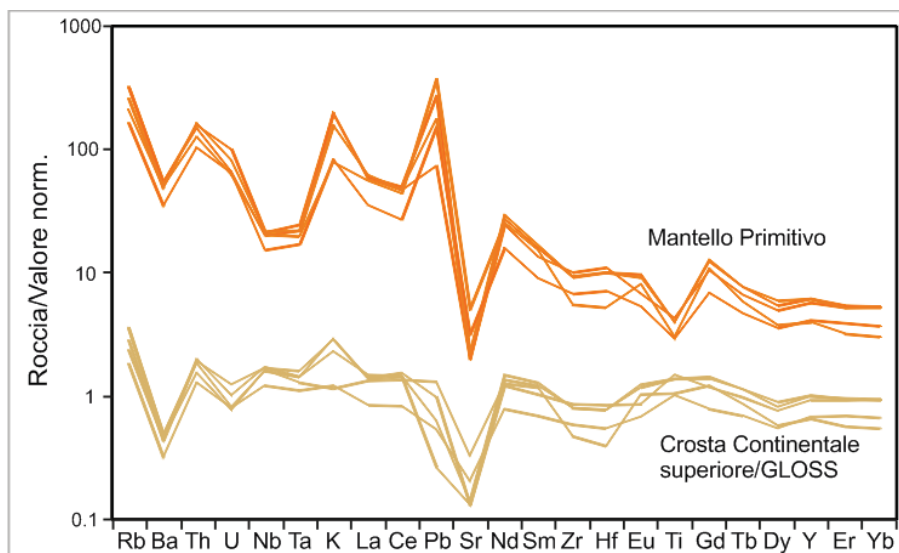
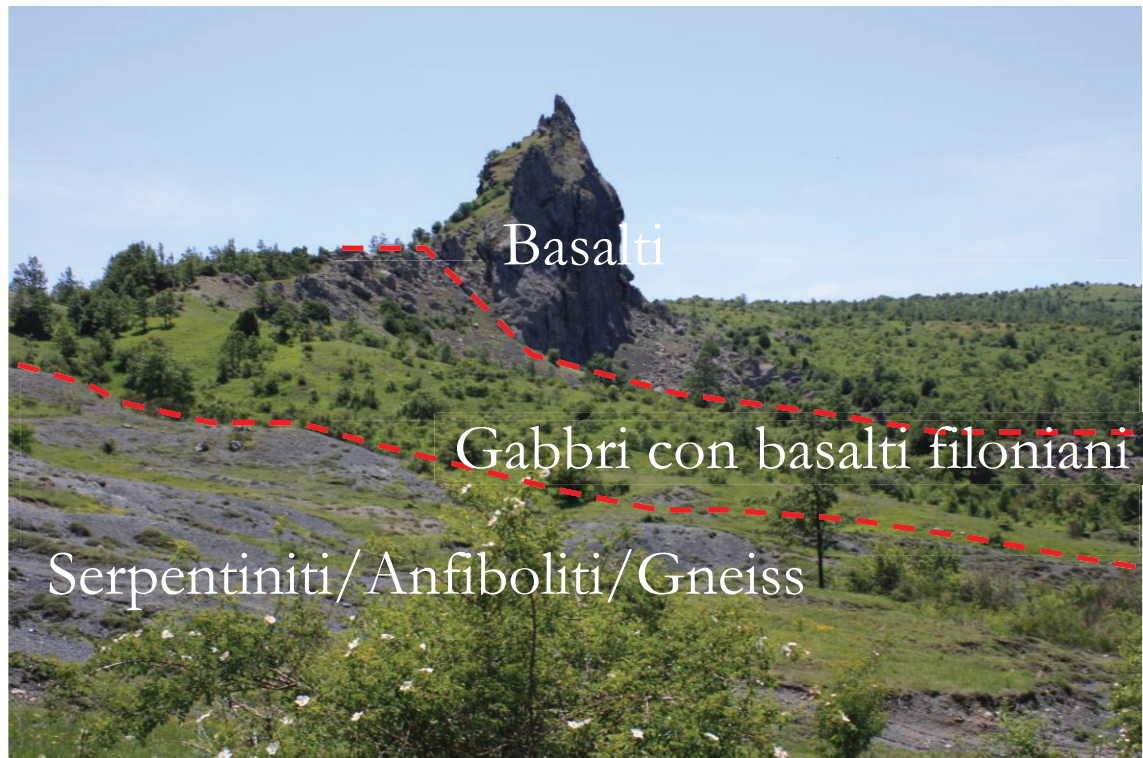


Figura 9.22 - Diagramma di distribuzione degli elementi in traccia nelle argilliti, normalizzati al valore del mantello primitivo. Valori di normalizzazione da Lyubetskaya e Korenaga, 2007 (mantello primitivo), Taylor e McLennan, 1985 (crosta continentale superiore) e Plank e Langmuir, 1998 (GLOSS).

### 9.3. Composizione isotopica delle rocce sedimentarie di Timpa delle Murge

Il rapporto isotopico iniziale delle rocce pelitiche a tetto dei basalti ofiolitici di Timpa delle Murge, ricalcolati a 160Ma (età dei sedimenti silicei che chiudono la sequenza ofiolitica del Pollino, sono caratterizzati da un basso rapporto  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0,512044-0,512006) e da un alto rapporto  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,740696-0,7400005). Il rapporto isotopico iniziale delle rocce pelitiche appartenenti alla formazione delle Crete Nere, ricalcolati a 50Ma (età media dell'intervallo di sedimentazione) è caratterizzato da un basso rapporto  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0,511983 - 0,512010) e da un alto e variabile rapporto  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,715754 - 0,753295).

**TAVOLE FOTOGRAFICHE**



**TAVOLA 1 - L'affioramento di Timpa Pietrasasso nei pressi di Terranova del Pollino.**



**TAVOLA 2 – Filone basaltico intruso nei gabbri di Timpa Pietrasasso.**





**TAVOLA 3 – Affioramenti di pillow lavas a Timpa delle Murge nei pressi di Terranova del Pollino.**

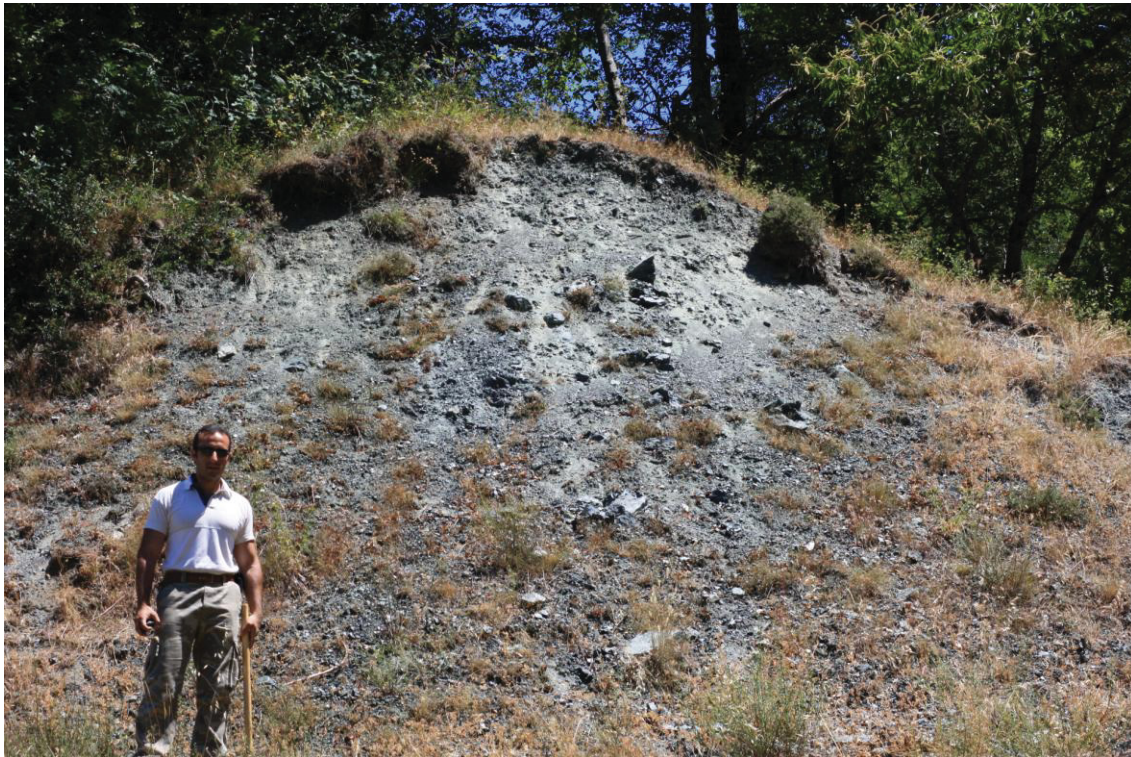


**TAVOLA 4 – Affioramenti di pillow lavas a Timpa delle Murge nei pressi di Terranova del Pollino.**





**TAVOLA 5 – Argilliti scagliettate poste a contatto con i pillow affioranti a Timpa delle Murge.**



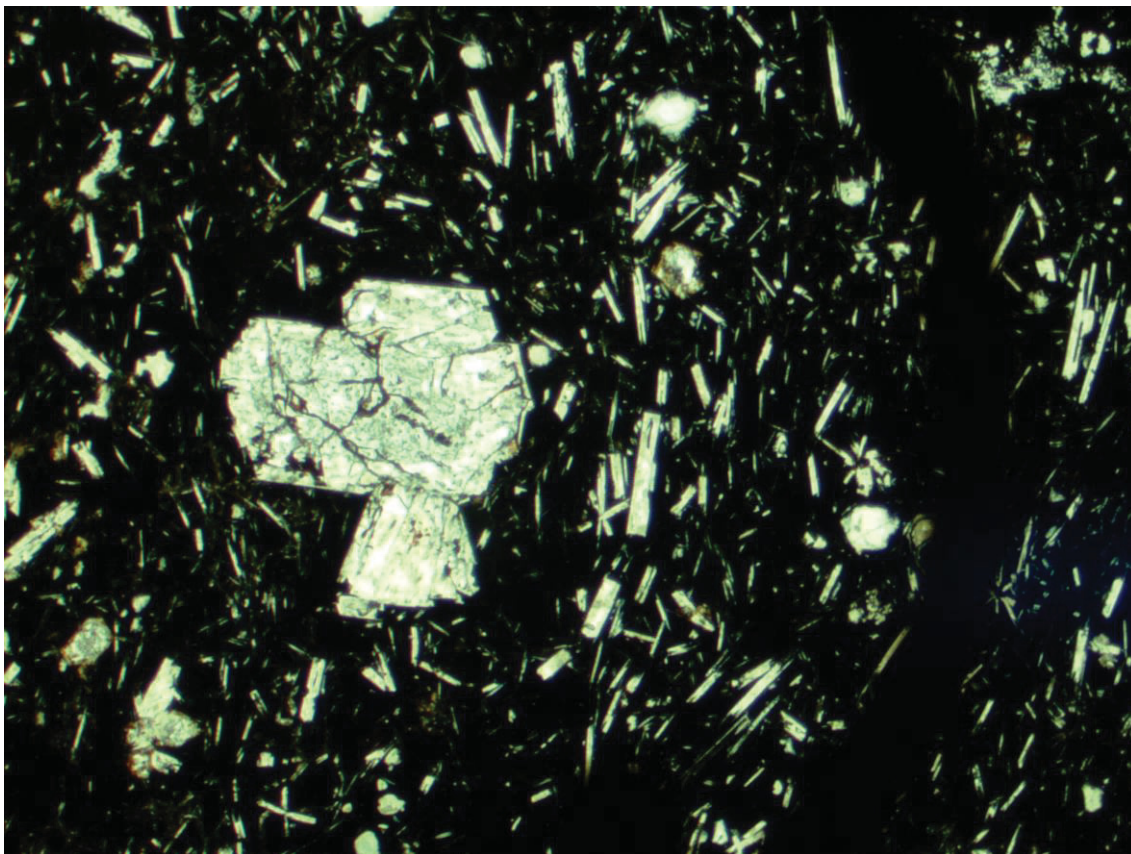
**TAVOLA 6 – Affioramento di cataclasite serpentinitica a Timpa della Guardia nei pressi di San Severino Lucano.**





**TAVOLA 7 – Particolare dell'affioramento di cataclasite serpentinitica di Tavola 6.**



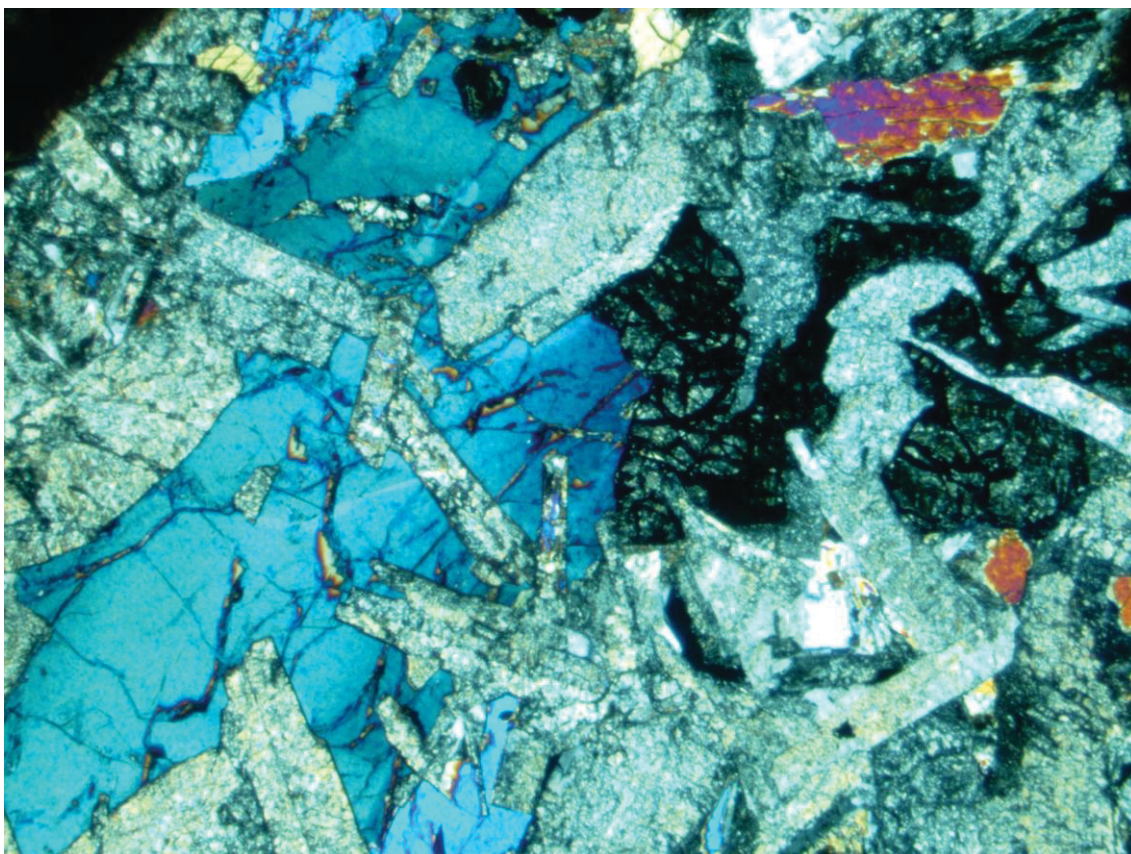


**TAVOLA 8 – Tessitura porfirica dei pillow lavas di Timpa delle Murge e particolare di fenocristalli di olivina, clinopirosseno e plagioclasio (nicol //) .**

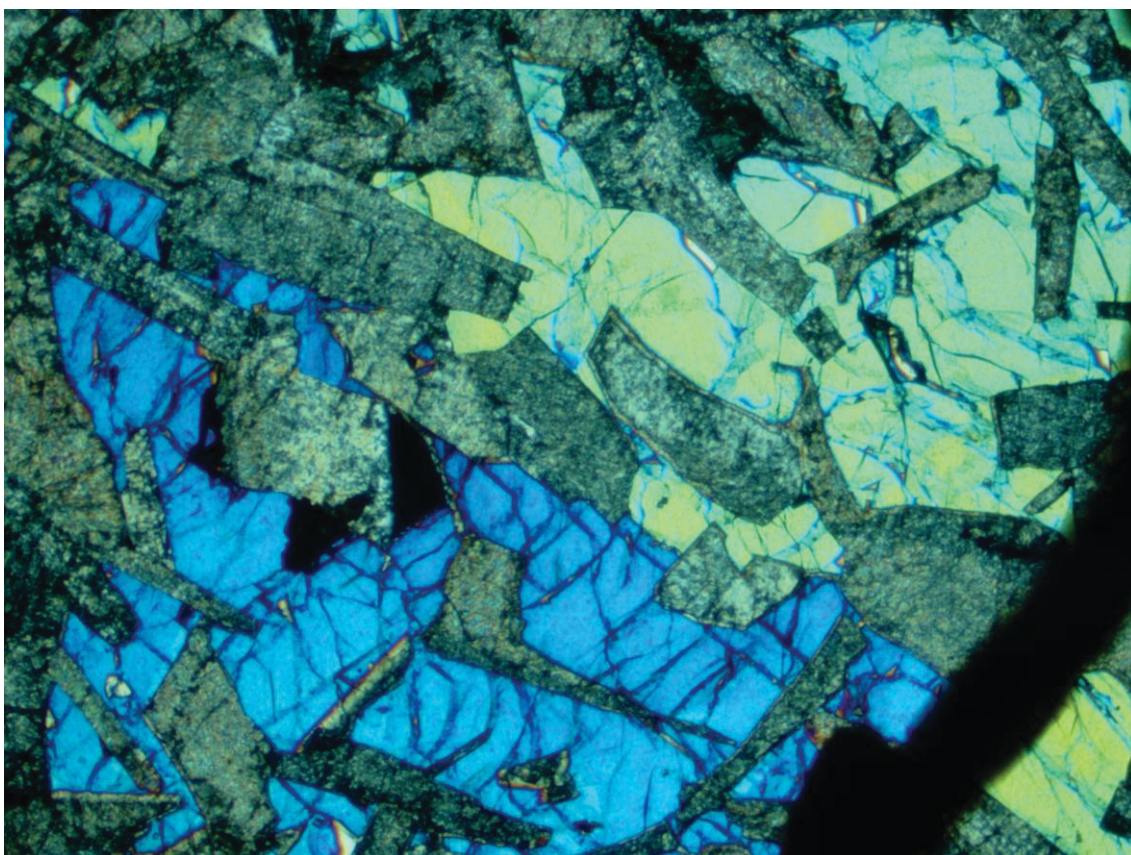


**TAVOLA 9 – Tessitura porfirica dei pillow lavas di Timpa delle Murge e particolare di fenocristalli di plagioclasio (nicol //).**



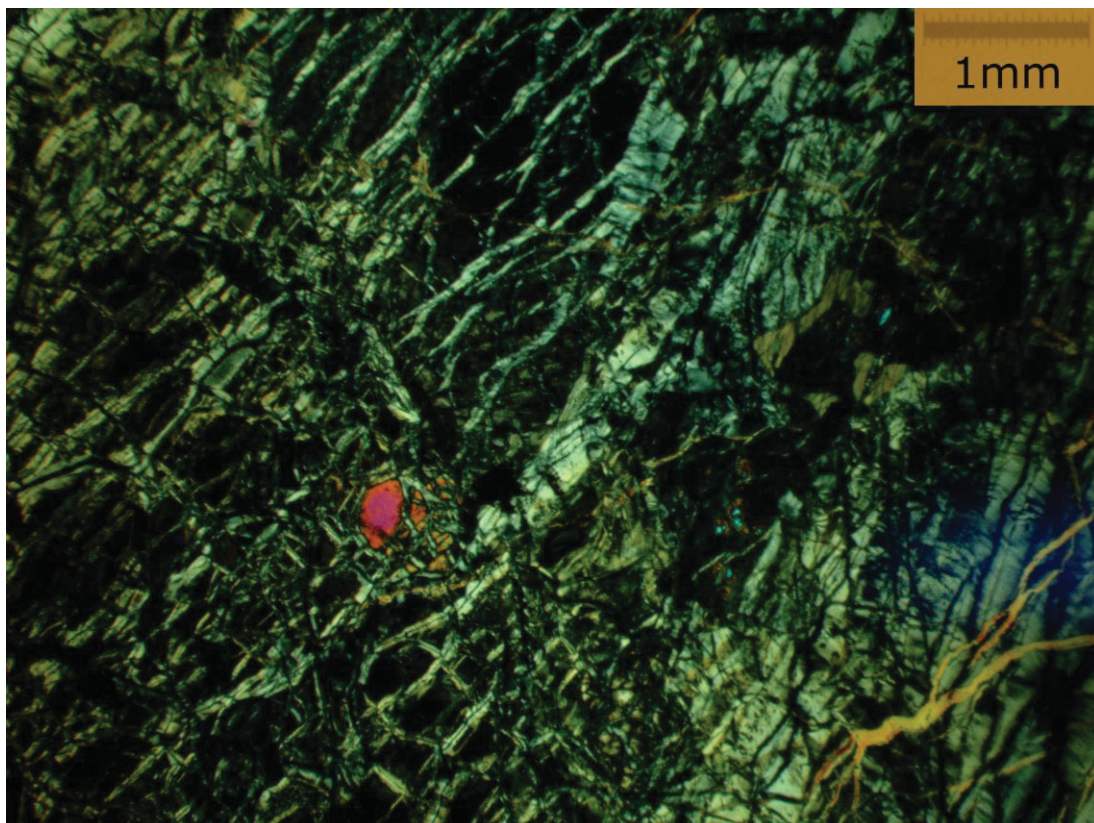


**TAVOLA 10 – Tessitura olocristallina cumulitica dei gabbri di Timpa Pietrasasso (nicol X).**

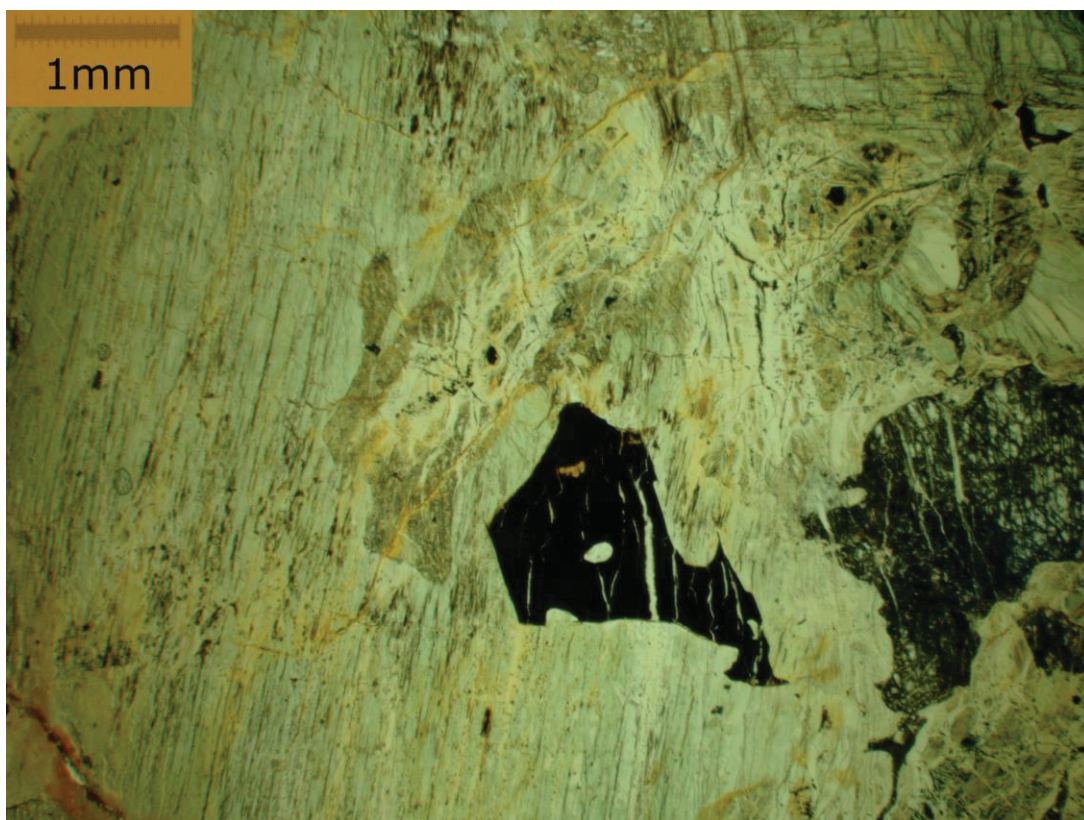


**TAVOLA 11 – Tessitura olocristallina cumulitica dei gabbri di Timpa Pietrasasso (nicol X).**



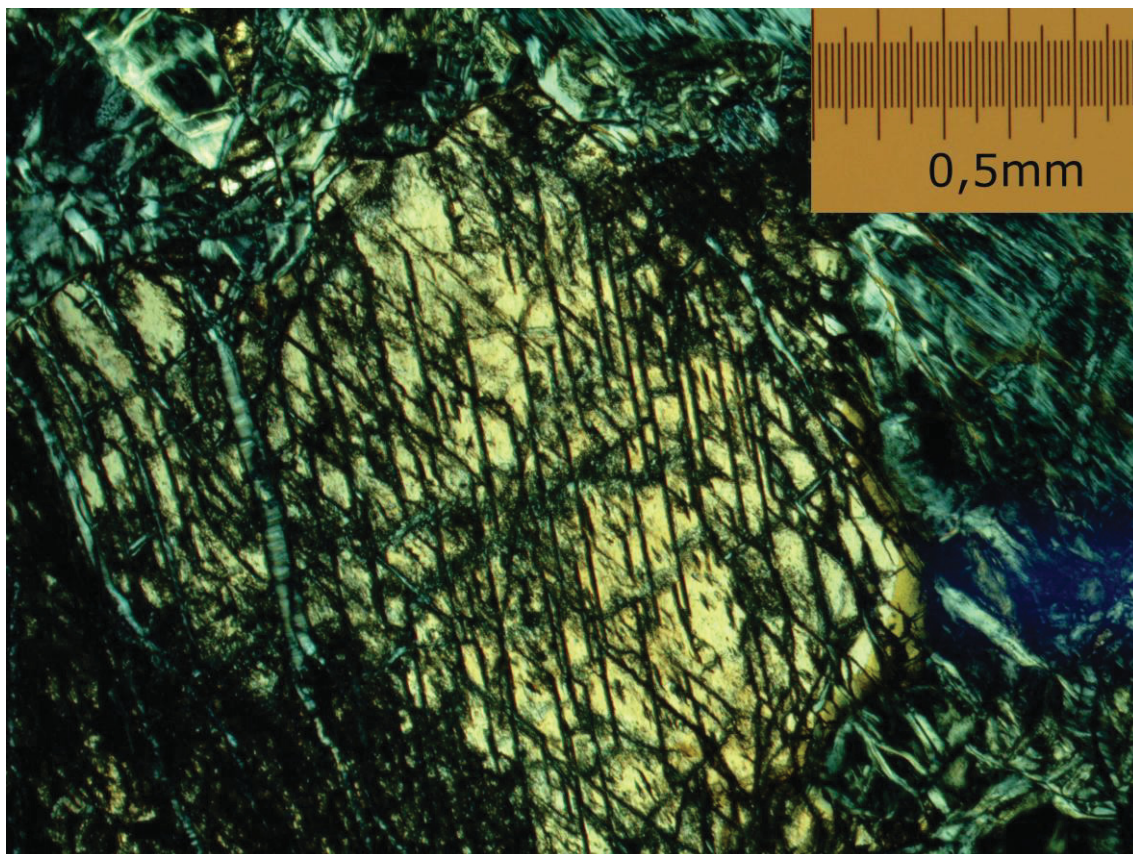


**TAVOLA 12** – Tessitura porfiroblastica con relitto di olivina, delle serpentiniti di Timpa Pietrasasso (nicol X).

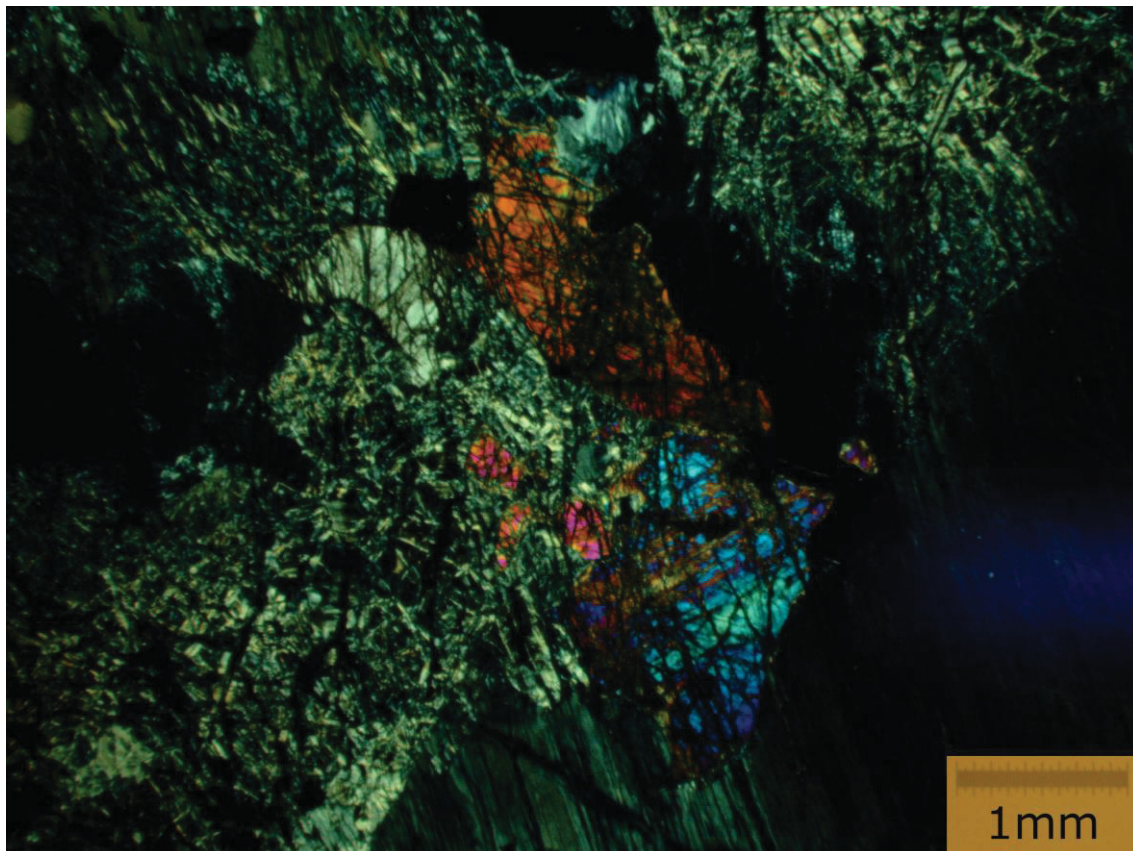


**TAVOLA 13** – Tessitura porfiroblastica con relitto di spinello delle serpentiniti di Timpa Pietrasasso (nicol //).



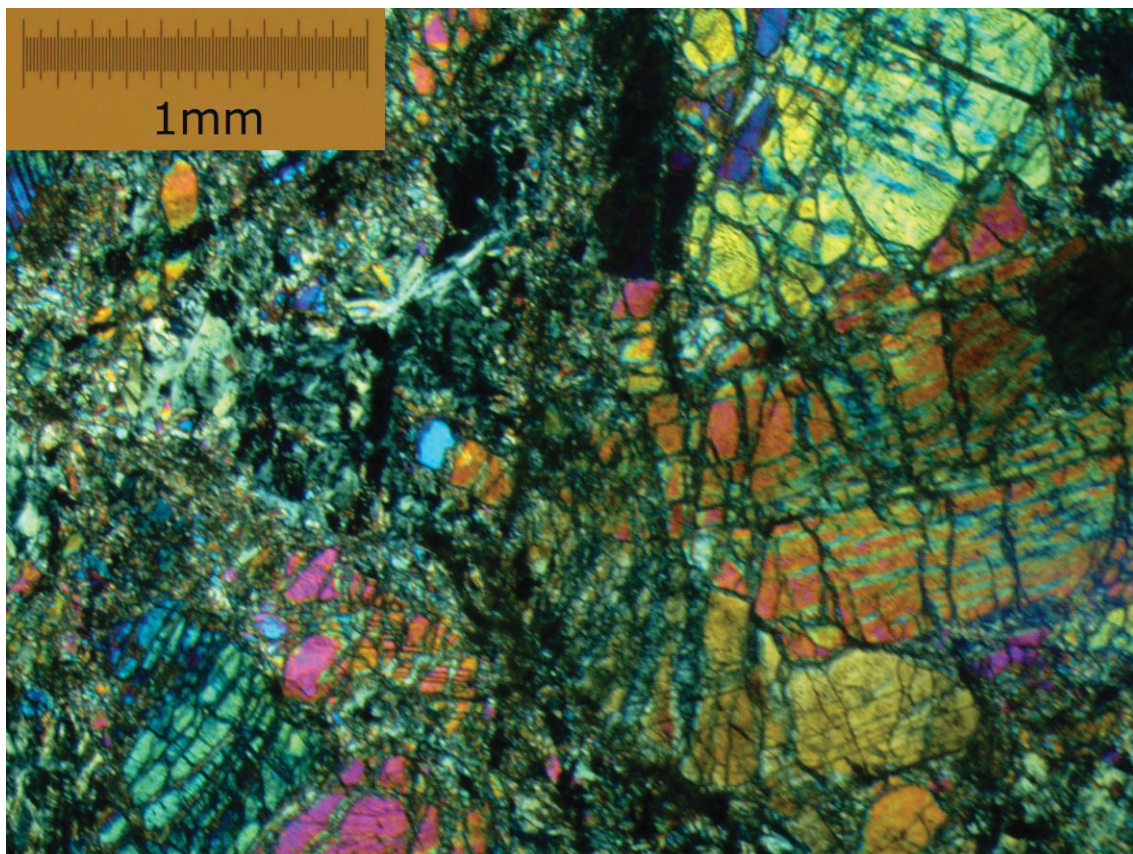


**TAVOLA 14 – Relitto di anfibolo nelle serpentiniti di Timpa della Guardia (nicol X).**

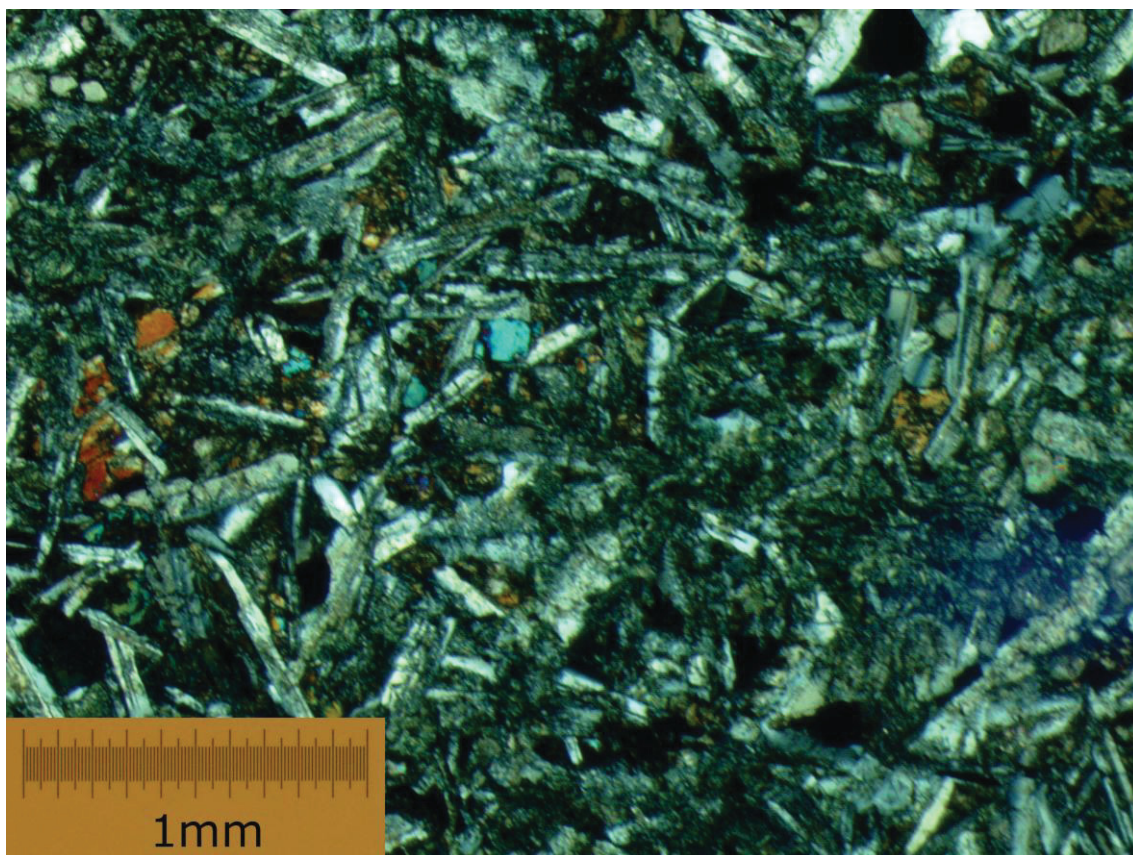


**TAVOLA 15 – Relitti di minerali mafici nelle serpentiniti di Timpa della Guardia (nicol X).**





**TAVOLA 16 – relitti di clinopirosseno nelle clinopirosseniti di Timpa della Guardia (nicol X).**



**TAVOLA 17 – Tessitura subofitica nelle doleriti di Timpa della Guardia (nicol X).**

# PARTE 4

## Discussione

ed interpretazione dei dati

## **10. DISCUSSIONE ED INTERPRETAZIONE DEI DATI**

### **10.1. Origine delle rocce sedimentarie**

Le caratteristiche geochimiche delle rocce sedimentarie, come accade per le rocce ignee, possono essere utilizzate per ottenere informazioni circa la loro origine, soprattutto nei casi in cui le caratteristiche sedimentologiche e strutturali sono andate perse a causa di eventi deformativi successivi alla loro formazione (Cullers *et al.*, 1979; Taylor e McLennan, 1985; Wronkiewicz e Condie, 1987; Cullers *et al.*, 1988; Condie e Wronkiewicz, 1990; Condie *et al.*, 1991; Cullers, 2000; Totten *et al.*, 2000; Bracciali *et al.*, 2007). Le rocce pelitiche campionate a Timpa delle Murge mostrano una correlazione positiva tra l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  ed altri elementi, quali gli ossidi degli elementi maggiori ed alcuni elementi in traccia. In particolare le correlazioni positive tra  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{K}_2\text{O}$  (Fig. 10.1) sono generalmente interpretate come il risultato delle crescente abbondanza di minerali argillosi alluminiferi, quali illite e smectite. Inoltre le correlazioni positive tra  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  (Fig. 10.1) sono interpretate come dovute ad una crescente abbondanza di apatite e/o monazite. Infine le correlazioni positive tra  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ed alcuni elementi in traccia quali Zr, Nb, Th e La (Fig. 10.2), è indicativa della presenza di minerali accessori che ne influenzano la distribuzione, in particolare zircone e/o granato, la cui presenza però, non è stata notata con le osservazioni al microscopio polarizzatore. L'utilizzo degli elementi in traccia è un valido strumento per risalire alla roccia sorgente dei sedimenti, poiché, come messo in evidenza da molti autori, elementi come Nb, Sc, Th e REE, presenti in concentrazioni molto basse nelle acque naturali, si trasferiscono, attraverso i processi sedimentari, dalle rocce sorgenti ai sedimenti silicoclastici. Molti autori (Taylor e McLennan, 1985; Condie e Wronkiewicz, 1990; Totten *et al.*, 2000; Bracciali *et al.*, 2007) hanno suggerito che le correlazioni lineari positive tra due elementi chimici in un ampio range di concentrazione possano essere indicative di un mixing tra diverse tipologie di sedimenti ed hanno evidenziato che esistono differenze significative tra queste tipologie. Secondo questi autori si possono distinguere essenzialmente sorgenti sialiche e sorgenti mafiche, attraverso l'utilizzo di rapporti tra elementi chimici tipicamente arricchiti nelle rocce cristalline della crosta continentale, quali il Th ed il La, ed elementi che invece tipicamente risultano arricchiti in rocce mafiche quali, Sc e Cr. Nel diagramma Th/Sc vs. Cr/Th (Fig. 10.3), le rocce sedimentarie di Timpa delle Murge cadono scostate dalla linea di mixing tra sorgenti mafiche e sialiche. Ciò suggerisce, in accordo con Hofmann *et al.* (2003), che esiste un terzo contributo, dato da rocce ultrafemiche.



Questa possibilità è maggiormente evidente nel diagramma ternario Ni-V-Th (Fig. 10.4). Infatti, le rocce sedimentarie che ricoprono le rocce ignee delle sequenze ofiolitiche del Pollino si collocano in una posizione centrale del diagramma, indicano un mixing tra tre sorgenti di origine dei sedimenti clastici differenti, ma con un contributo maggioritario fornito da rocce sialiche (almeno il 50-60% del contributo totale). Inoltre, dati i bassi rapporti Cr/V ( $<1$ ) e gli alti rapporti Y/Ni ( $>0,2$ ) risulta che le sorgenti di origine dei sedimenti che costituiscono le rocce pelitiche che chiudono la sequenza ofiolitica del Pollino, derivano da una crosta continentale giovane (Fig. 10.5). Infatti, secondo Taylor e McLennan (1985) la crosta post-archeana è impoverita in Cr e Ni ed è arricchita in HREE ed Y, esattamente il contrario di quanto si è visto nei campioni di crosta archeana che mostrano bassi rapporti Y/Ni ( $<0,1$ ) ed alti rapporti Cr/V ( $>3$ ). Per quanto riguarda gli ambienti di origine dei sedimenti, la loro individuazione non è facile. Infatti, sulla base delle concentrazioni degli elementi maggiori  $\text{TiO}_2$ , MgO ed  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , sembrerebbe che l'area sorgente dei sedimenti corrisponda ad un arco di isole oceanico (Fig. 10.6) ma ciò è in contrasto con quanto emerge dall'analisi delle concentrazioni degli elementi in traccia, che invece indicano una provenienza di origine dei sedimenti da un ambiente continentale (fig. 10.7). Questa incongruenza è molto probabilmente legata al limite intrinseco nell'utilizzare la composizione geochemica, per distinguere ambienti e rocce in cui e su cui agiscono processi secondari che modificano, a volte anche molto significativamente, il segnale originale. A tal proposito è utile il calcolo dell'indice di alterazione composizionale CIW (Compositional Index of Weathering) di Cullers (2000), definito come il rapporto molare  $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})$ , che per i campioni sedimentari del Pollino risulta compreso tra 0,71 e 0,83, indicando un certo grado di alterazione post-deposizionale. Ad ogni modo, sulla base della storia evolutiva del bacino Mediterraneo, è ragionevole ritenere che questi sedimenti derivino da un'area continentale in cui erano esposti diversi litotipi. Tuttavia non si può escludere, che l'area sorgente di questi sedimenti sia un'area di arco vulcanico maturo, con un significativo spessore di crosta esposta che contribuiva al materiale sedimentario. Infine, l'ambiente deposizionale di questi sedimenti non può essere discriminato sulla base della loro composizione geochemica questo poiché, come si nota dal diagramma di Figura 10.8, queste rocce si pongono in una zona di sovrapposizione tra i sedimenti di ambiente pelagico e quelli di margine continentale, ma comunque lontani dai sedimenti di ambiente di dorsale, la cui composizione, meno alluminifera e più ferrosa, è generalmente influenzata da un certo grado di idrotermalismo.

Su base petrografica, comunque, dato il grande quantitativo di materiale fine presente in queste rocce sedimentarie, si deve ritenere che esse si siano deposte in un ambiente pelagico.

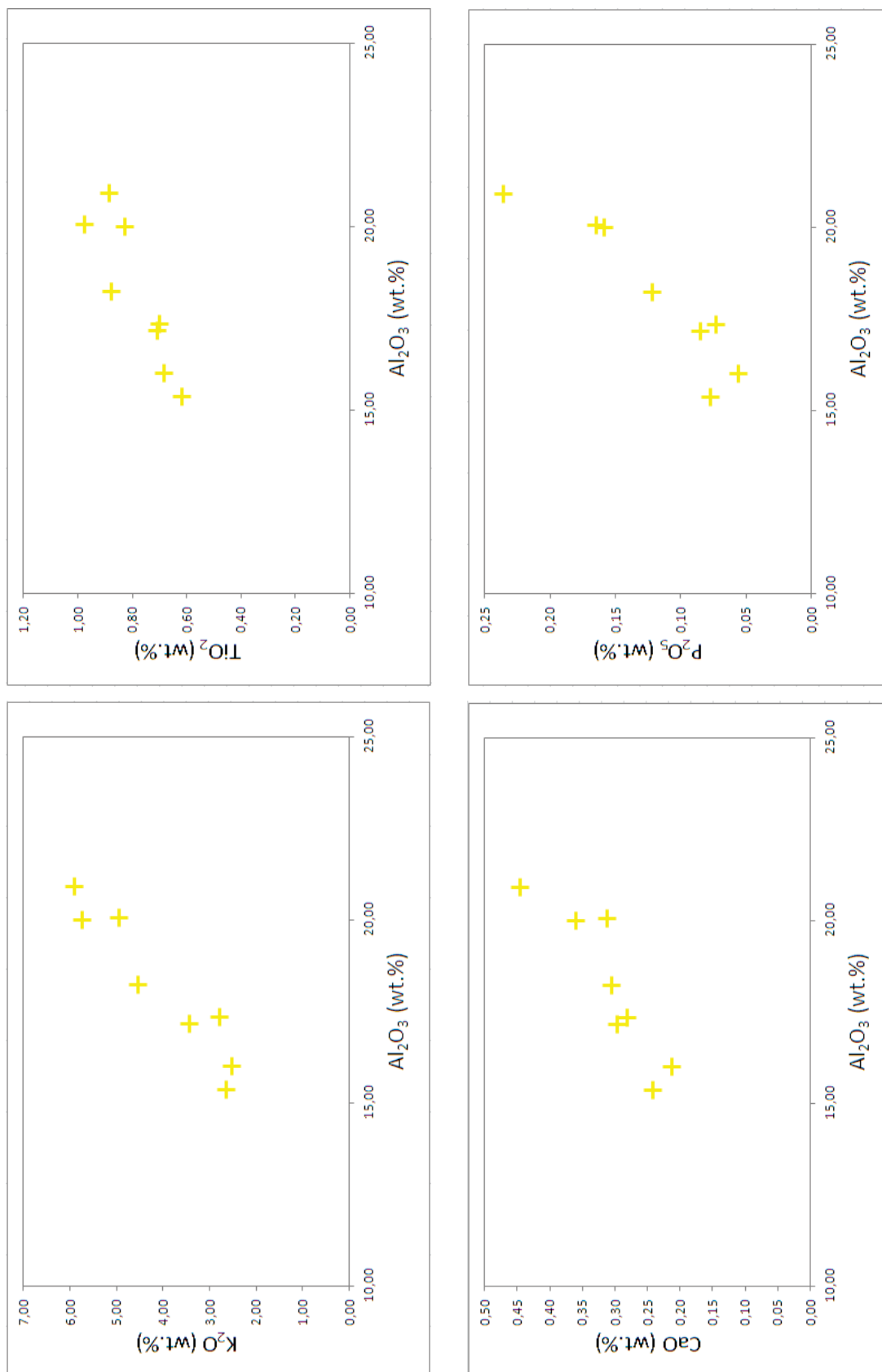


Figura 10.1 - Diagrammi di variazione  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (wt.%) vs.  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  (in wt.%).

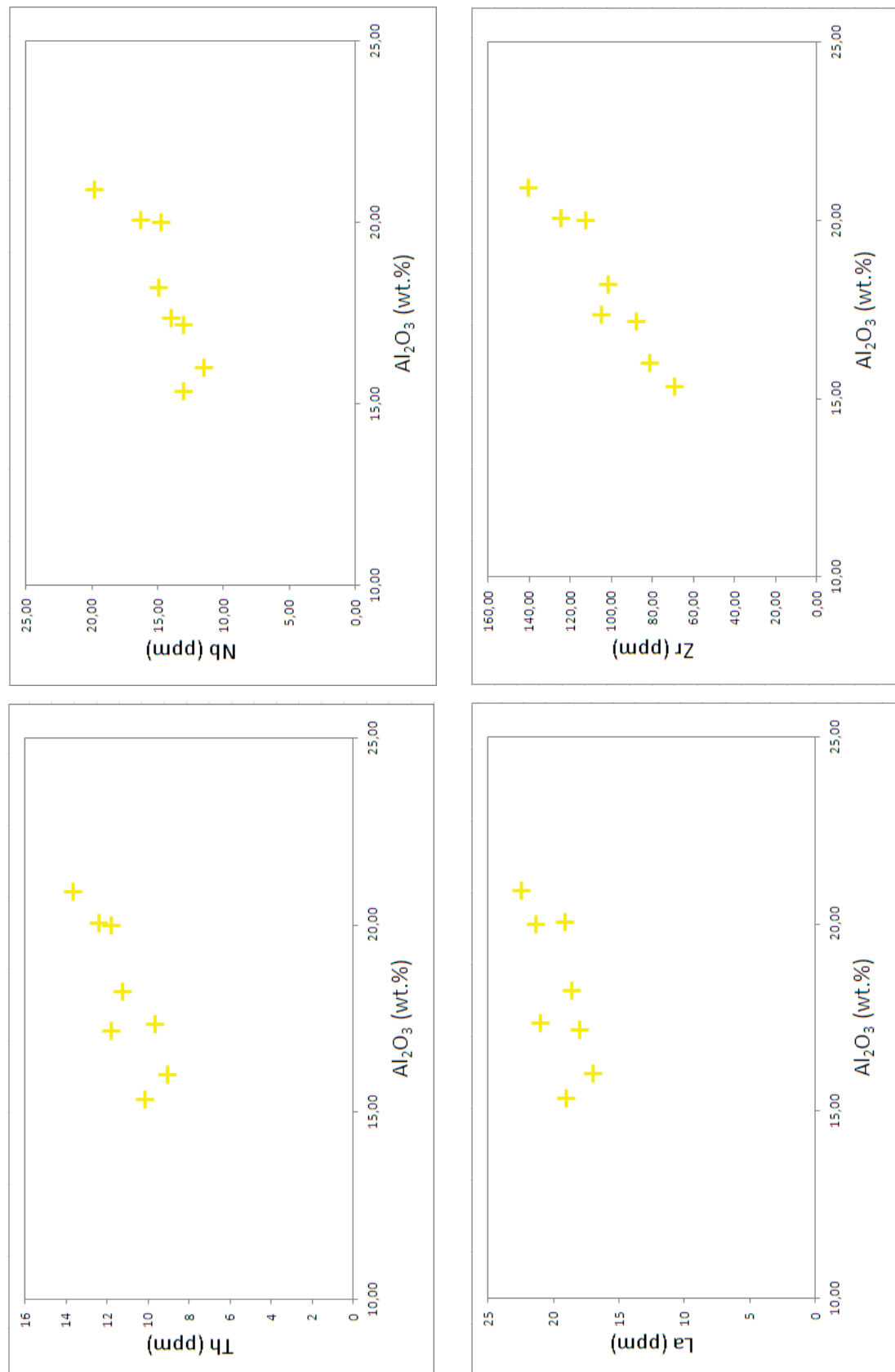


Figura 10.2 - Diagrammi di variazione  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (wt.%) vs. Th, Nb, La e Zr (in ppm).



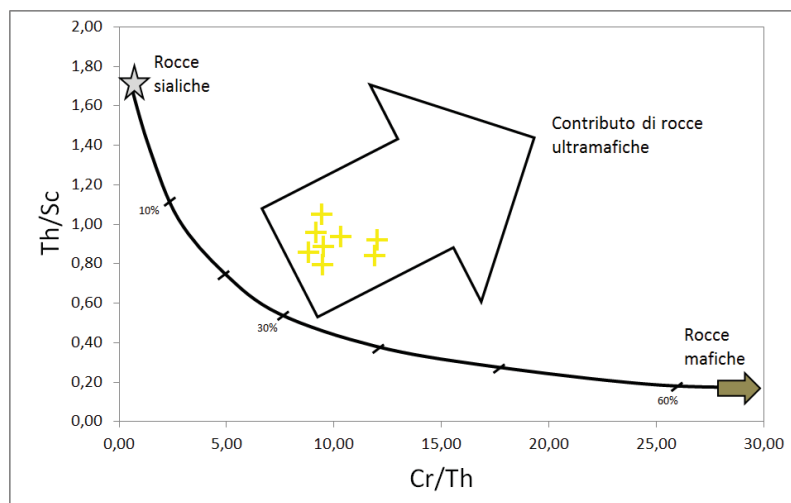


Figura 10.3 - Diagrammi di variazione Cr/Th vs. Th/Sc.

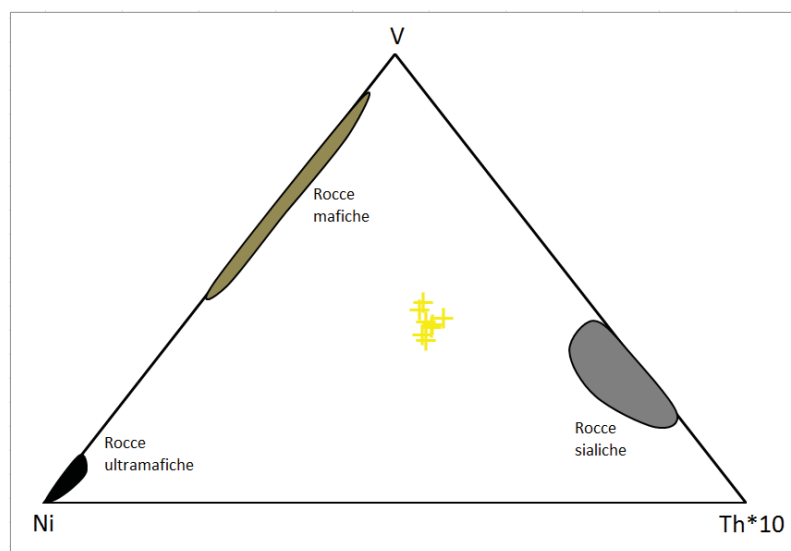


Figura 10.4 – Diagramma ternario Ni-V-Th, in cui è mostrata la posizione delle rocce sedimentarie del Pollino, rispetto alla tipica composizione di rocce sialiche, femiche ed ultrafemiche (da Bracciali et al., 2007).

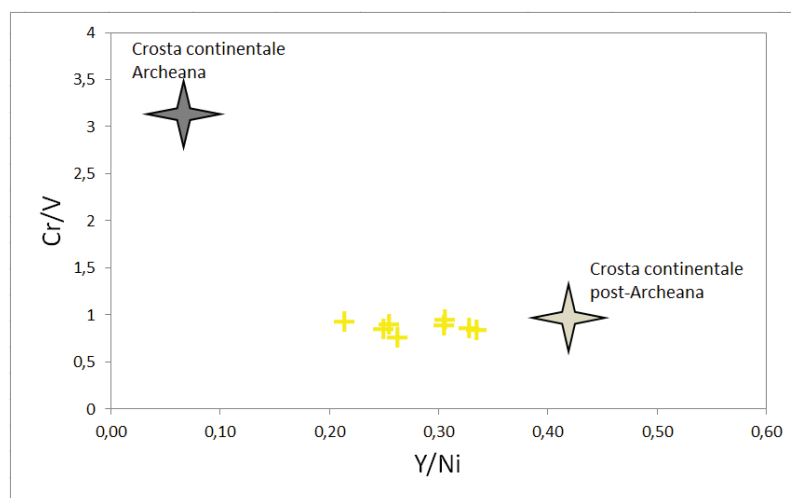


Figura 10.5 – Diagramma di variazione Y/Ni vs. Cr/V. Composizioni crosta archeana da Wronkiewicz e Condie, 1987; composizione crosta post-archeana da Taylor e McLennan, 1985.

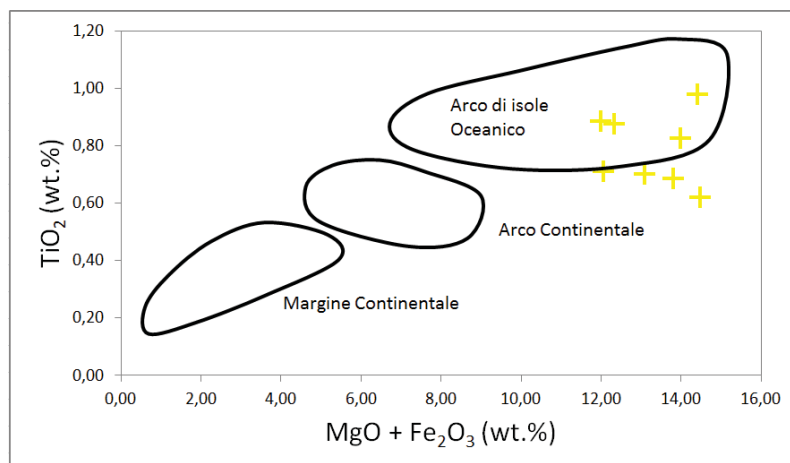


Figura 10.6 – Diagramma di variazione  $\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  (wt.%) vs.  $\text{TiO}_2$  (wt.%) che mostra le zone sorgenti dei sedimenti delle rocce pelitiche delle ofioliti del Pollino. Campi di origine dei sedimenti da Bhatia, 1983.

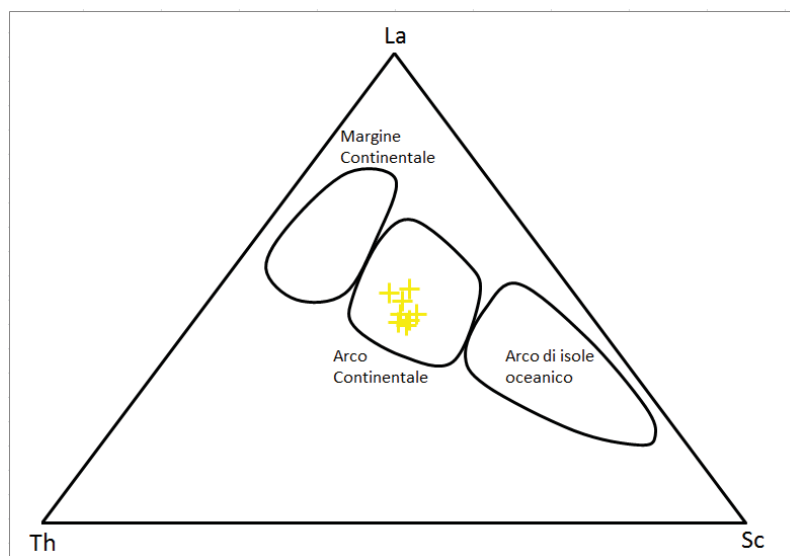


Figura. 10.7 – Diagramma di variazione Th-La-Sc che mostra le zone sorgenti dei sedimenti delle rocce pelitiche delle ofioliti del Pollino. Campi di origine dei sedimenti da Bhatia e Crook, 1986.

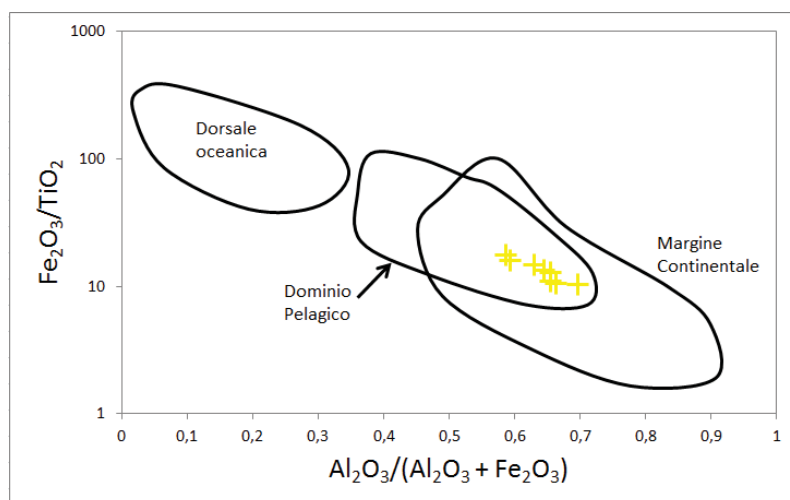


Figura 10.8 – Diagramma di variazione  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  vs.  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ , che mostra l'ambiente deposizionale delle rocce sedimentarie delle ofioliti del Pollino (da Murray, 1994).

## 10.2. Origine delle rocce basaltiche e gabbroidi

### 10.2.1. Considerazioni sull'affinità geochimica e tettono-magmatica

La geochimica degli ossidi degli elementi maggiori delle rocce basaltiche e gabbroidi appartenenti alle ofioliti del Pollino riflette la significativa presenza di fasi minerali secondarie (serpentino, clorite, talco, calcite) rilevate anche dalle osservazioni in sezione sottile. Ciò è chiaramente testimoniato dal valore della LOI dei campioni, che è sempre superiore a 3 wt.%. Tuttavia, dall'analisi degli elementi in traccia HFSE, considerati immobili durante le fasi di alterazione superficiale in presenza di una fase acquosa, e tramite l'utilizzo delle composizioni delle fasi minerali ancora fresche, è possibile fare delle considerazioni circa l'origine e l'evoluzione dei magmi che esse rappresentano. Tutte queste litologie differenti sono da considerarsi, in accordo con Serri (1981) basse in P e Ti, come si può vedere dal diagramma in Figura 10.9. Ciò, tuttavia, contrasta con quanto riportato in Beccaluva et al. (1982) per le rocce basaltiche ascritte alle ofioliti dell'Arco Calabro affioranti più a sud rispetto al Pollino, che sono considerate da questi autori come alte in Ti. Considerando le concentrazioni degli elementi in traccia, i pillow lavas, i gabbri e le doleriti qui investigati mostrano, come già evidenziato, un carattere subalcalino tholeitico, testimoniato nel caso dei pillow e dei gabbri anche dalla comparsa dell'iperstene nella norma. Inoltre, i clinopiroseni mostrano delle concentrazioni di Na<sub>2</sub>O estremamente basse in tutti i tipi di rocce e ciò è tipico dei pirosseni che cristallizzano da magmi di serie tholeitica (Melluso et al., 2006, 2008, 2009, 2014). In aggiunta, la presenza di un pirosseno basso in calcio (pigeonite), in associazione ad un clinopiroseno di composizione augitica, indica chiaramente la natura tholeitica dei magmi da cui le rocce basaltiche del Pollino derivano (Philpotts e Ague, 2009 e riferimenti citati). Ancora, il decremento del contenuto di FeO dei plagioclasti per valori del contenuto di Anortite molare inferiori a 60-65, è considerato essere il risultato della concomitante precipitazione di ossidi di Fe e Ti nei magmi tholeitici (Elliot et al., 1995). Nei pillow lavas, i valori massimi di Mg# dei clinopiroseni calcici e i valori massimi del contenuto di An (mol.%) dei plagioclasti diminuiscono al diminuire del valore di Mg# della roccia totale, considerata rappresentativa del liquido in equilibrio con le suddette fasi minerali (Figg. 10.11 e 10.12). Ciò fa ipotizzare che queste rocce derivino da un processo di evoluzione di magmi per cristallizzazione frazionata in una camera magmatica superficiale, prima della loro estrusione e messa in posto sul fondale oceanico, come suggerito anche dai dati termo-barometrici (circa 1100°C e 0,1-0,5kbar). Al contrario, questa variazione non si verifica nei gabbri, in cui il valore massimo di Mg# dei clinopiroseni ed il

contenuto massimo di anortite molare dei plagioclasti restano praticamente costanti al variare del valore di  $Mg\#$  della roccia totale. Ciò suggerisce, in opposizione alla considerazione precedente è in considerazione delle loro tessitura, che queste rocce siano cumulitiche e quindi non rappresentino un liquido magmatico. È interessante notare che i valori massimi registrati di  $Fo$  (mol.%) e di  $Mg\#$  nei cristalli di olivina ed augite di tutti i campioni (Fig. 10.10 e 10.11 rispettivamente) risultano in equilibrio con il valore di  $Mg\#$  della roccia che li ospita. Tuttavia, esistono cristalli di olivina, ma soprattutto di clinopirosseno, che cadono più in basso rispetto al campo di coesistenza minerale/liquido. Ciò può essere dovuto a due processi distinti: 1) il clinopirosseno viene accumulato per frazionamento da un magma genitore e quindi esso non è in equilibrio con la roccia finale; 2) il minerale viene ereditato da un altro magma, composizionalmente distinto, presente nella camera magmatica, e questo potrebbe spiegare la presenza di clinopirosseni non in equilibrio con la roccia finale. Il primo processo spiega con ragionevolezza la presenza di clinopirosseni non in equilibrio nei gabbri del Pollino essendo queste delle rocce cumulitiche come indica chiaramente la loro tessitura. Il secondo processo, invece, potrebbe spiegare abbastanza bene la presenza di clinopirosseni non in equilibrio nei pillow lavas non essendoci evidenze di fasi di cumulo. Va sottolineato che nei gabbri sono presenti cristalli di clinopirosseno diopsidico con  $Mg\#$  molto alto, che eccede il campo di coesistenza clinopirosseno-liquido (non mostrati nel diagramma in Fig. 10.11). Questi pirosseni, ritenendo valide le analisi e la stechiometria di questi cristalli, sono da considerarsi un residuo di un magma più mafico. Per quanto riguarda le doleriti non è possibile fare alcuna considerazione in termini di variazione del contenuto di  $An$  (mol.%) dei plagioclasti e del valore di  $Mg\#$  dei clinopirosseni poiché queste rocce hanno un valore di  $Mg\#$  praticamente identico. L'unica considerazione significativa riguarda l'importante scostamento delle olivine e dei clinopirosseni di queste rocce dal campo di equilibrio minerale-liquido. Questo scostamento non pare legato ad accumulo dei due minerali poiché esse non mostrano segni di tessitura di cumulo. Di conseguenza è probabile che questi minerali siano stati ereditati da altri magmi. Considerando le concentrazioni di  $MgO$ ,  $Al_2O_3$  ed  $Fe_2O_3$  dei pillow lavas, queste rocce presentano una similitudine con i MORB, come si può notare dal diagramma di Figura 10.13. Le basse concentrazioni di  $TiO_2$ , degli altri HFSE e delle REE di queste rocce indicano chiaramente una loro affinità con i MORB, come evidenziato dal diagramma triangolare di Pearce e Cann (1973), in cui i basalti a pillow cadono nel campo che definisce le composizioni dei MORB (Fig. 10.14). L'affinità di queste rocce con i MORB si nota, ancora, considerando i valori dei rapporti tra elementi HFSE, in particolare  $Nb/Yb$  ed  $Yb/Th$

(mostrati in Fig. 10.15) che, come si può vedere, sono praticamente identici alle composizioni medie mostrate dagli NMORB. Rispetto a quanto evidenziato per i basalti a pillow, i gabbri, ma soprattutto le doleriti, si discostano notevolmente. Nei diagrammi di Figura 10.13 e 10.14, i gabbri mostrano un'affinità geochimica con i magmi di arco. Ciò in realtà è spiegabile tenendo conto del fatto che le rocce intrusive in oggetto sono delle cumuliti, e quindi non sono rappresentative di liquidi magmatici, e la loro composizione è fortemente influenzata dall'abbondanza di plagioclasio, che si riflette in un elevato contenuto di alluminio. Le doleriti, invece, presentano una affinità geodinamica non chiara. Tenendo conto delle concentrazioni degli elementi maggiori, queste appaiono affini ai MORB (Fig. 10.13), mentre tenendo conto degli elementi in traccia sembrerebbero avere affinità con i basalti di arco vulcanico (Fig. 10.14). Dall'analisi delle composizioni chimiche dei plagioclasii e dei clinopirosseni coesistenti nelle doleriti che tagliano i gabbri del Pollino (Fig. 10.16), questa incertezza rimane. Infatti, la differenza composizionale tra i plagioclasii delle rocce di arco e quelle di dorsale oceanica è abbastanza netta (*Burns, 1985; Bears, 1986*). Nel caso delle rocce ofiolitiche del Pollino, mentre per i gabbri e per i pillow lavas le composizioni di plagioclasii e clinopirosseni sono quelle tipiche delle rocce ad affinità MORB, nel caso delle doleriti, invece, le composizioni dei clinopirosseni e dei plagioclasii dei MORB e delle rocce di arco vulcanico coesistono. Questa ambiguità composizione delle doleriti scompare tenendo conto dei pattern di distribuzione delle REE normalizzate al valore condritico, poiché tutte le litologie mostrano, come visto, dei pattern piatti tipici dei NMORB (*Sun e McDonough, 1989; Salters e Stracke, 2004; Workman e Hart, 2005; Gale et al., 2013*), mentre ritorna se si considerano i pattern di distribuzione delle concentrazioni degli elementi in traccia normalizzate ai MORB (Fig. 10.17), in cui si nota un arricchimento in LILE, un impoverimento in Ti, Ta e Nb, ed un arricchimento molto marcato in Th (caratteristiche geochimiche tipiche di magmi di arco), mentre Zr, Hf ed Y mostrano arricchimenti paragonabili a quelli dei MORB. In conclusione, a differenza dei gabbri e dei basalti a pillow, che mostrano chiaramente una derivazione da una dorsale di espansione oceanica, parzialmente sovrascritta da processi secondari in ambiente superficiale, le doleriti posseggono un segnale geochimico di arco che ricopre quello oceanico.



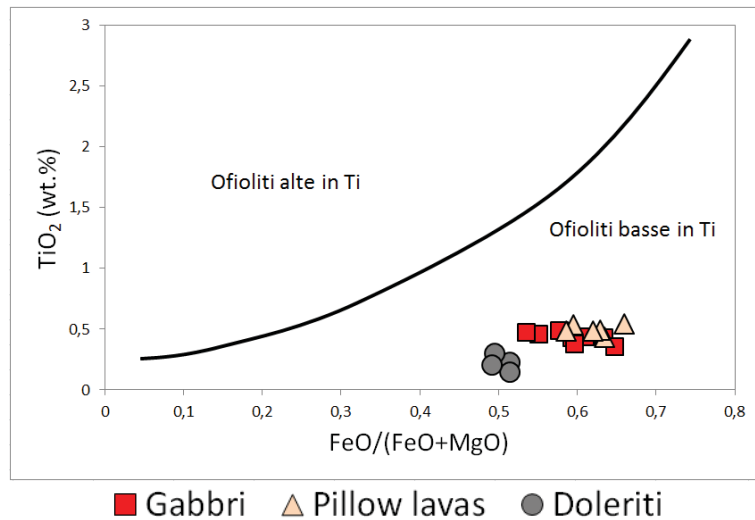


Figura 10.9 – Diagramma di variazione  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$  vs.  $\text{TiO}_2$  (wt.%) per la discriminazione delle ofioliti alte e basse in Ti (da Serri, 1981).

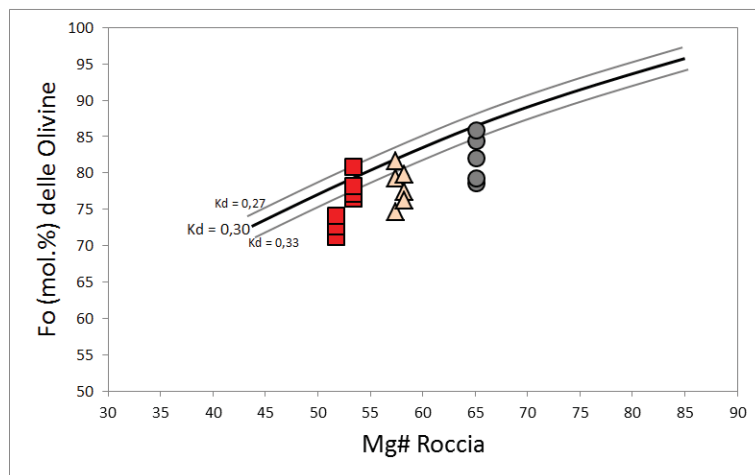


Figura 10.10 – Diagramma di variazione  $\text{Mg\#}$  della roccia vs.  $\text{Fo}$  (mol.%) delle olivine ospitate, per i basalti e i gabbri del Pollino. Le curve di equilibrio sono state calcolate tenendo conto di un valore di  $K_d$  Mg-Fe di  $0,30 \pm 0,03$  (Roeder e Emslie, 1970).

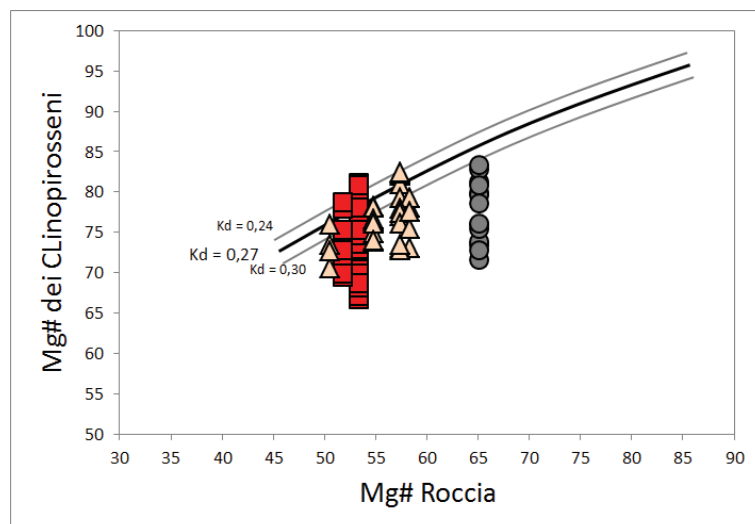


Figura 10.11 – Diagramma di variazione  $\text{Mg\#}$  della roccia vs.  $\text{Mg\#}$  dei clinopirosseni calcici ospitati, per i basalti e i gabbri del Pollino. Le curve di equilibrio sono state calcolate tenendo conto di un valore di  $K_d$  Mg-Fe di  $0,27 \pm 0,03$  (Grove e Bryan, 1983).

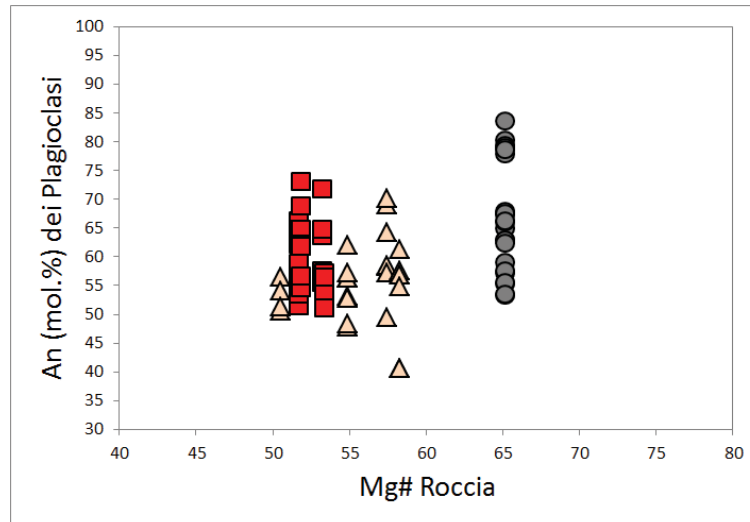


Figura 10.12 – Diagramma di variazione Mg# della roccia vs. An (mol.%) dei plagioclasì ospitati, per i basalti e dei gabbri del Pollino.

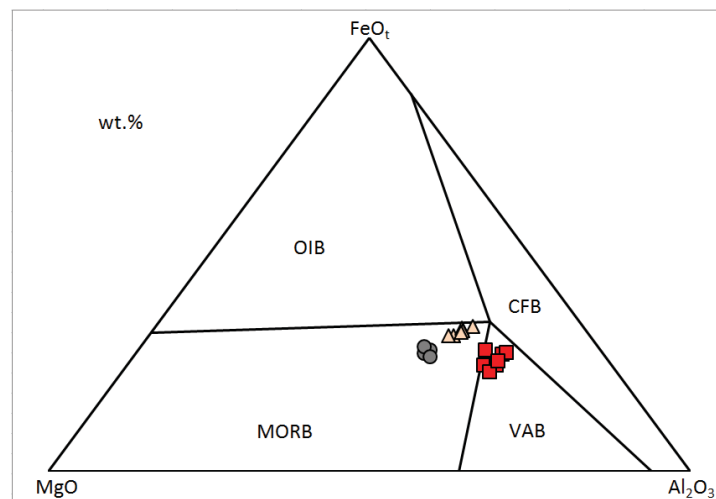


Figura 10.13 – Diagramma di discriminazione tettonica dei basalti in cui è mostrata la posizione delle rocce basaltiche e gabbroidi delle ofioliti del Pollino (modificato da Pearce et al., 1977). Sigle: MORB = Mid ocean ridge basalts; VAB = Volcanic arc basalts; OIB = Ocean island basalts; CFB = Continental flood basalts.

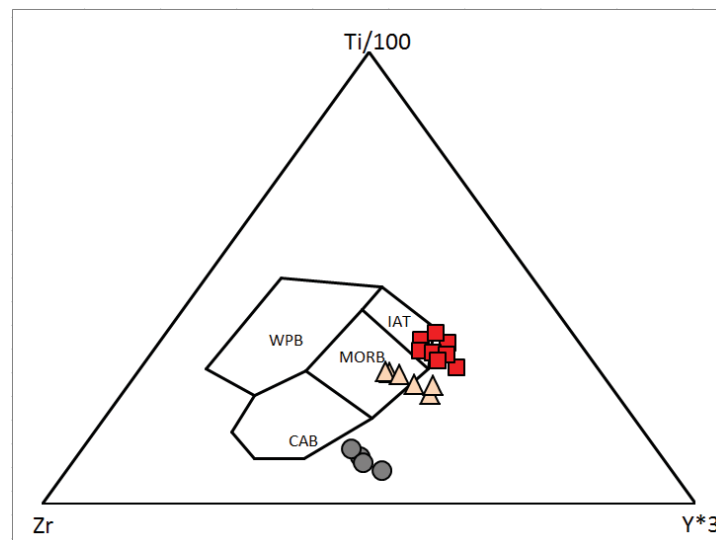


Figura 10.14 – Diagramma di discriminazione tettonica dei basalti in cui è mostrata la posizione delle rocce basaltiche e gabbroidi delle ofioliti del Pollino (da Pearce e Cann, 1973). Sigle: MORB = Mid ocean ridge basalts; IAT = Island arc tholeiite; CAB = Calcalkaline basalts; WPB = Within plate basalts.

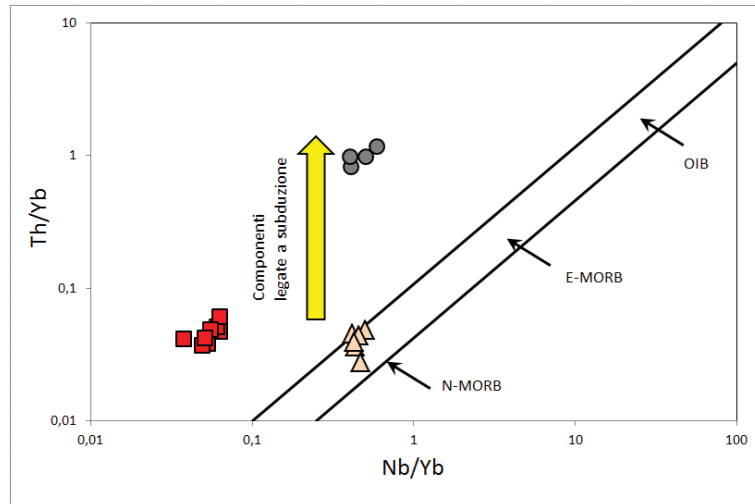


Figura 10.15 – Diagramma di discriminazione tettonica dei basalti in cui è mostrata la posizione delle rocce basaltiche e gabbroidi delle ofioliti del Pollino (da Pearce, 2008).

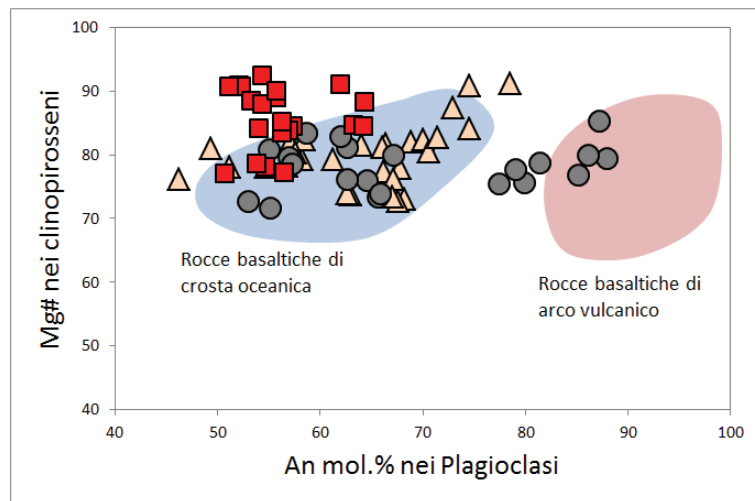


Figura 10.16 – Diagramma di coesistenza tra plagioclasti calcici e clinopirosseni calcici per i basalti ed i gabbri ofiolitici del Pollino (da Burns, 1985).

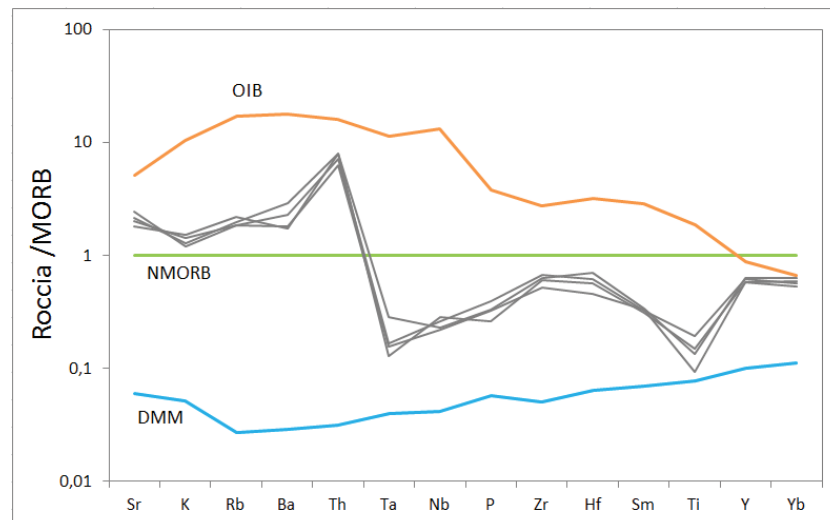


Figura 10.17 – Diagramma di distribuzione delle concentrazioni degli elementi in traccia normalizzate ai MORB. Valori di normalizzazione da Gale et al., 2013.

**10.2.2. Genesi dei basalti a pillow**

La genesi dei magmi tholeitici di dorsale oceanica (MORB) è ritenuta essere il risultato della fusione parziale di un mantello astenosferico impoverito in facies a spinello (*Wilson, 1989; Niu, 1997; Salters e Stracke, 2004; Workman e Hart, 2005; Gale et al., 2013*). Partendo da questa assunzione si è elaborato un modello di fusione parziale di un tale mantello, per verificare questa ipotesi anche nel caso dei basalti a pillow del Pollino, oggetto di studio di questa tesi. La modellizzazione è stata eseguita mediante l'equazione della fusione parziale non modale all'equilibrio:

$$\frac{C_l}{C_0} = \frac{1}{D + F(1 - P)}$$

dove:

$C_0$  = concentrazione dell'elemento nel solido iniziale (sorgente mantellica);

$C_l$  = concentrazione dell'elemento nel liquido (magma);

$F$  = grado di fusione;

$D$  = coefficiente di ripartizione globale solido/liquido di uno specifico elemento riferito alla moda del solido;

$P$  = coefficiente di ripartizione globale solido/liquido di uno specifico elemento riferito alle fasi eutettiche del sistema solido;

Per assegnati valori di  $F$  crescente sono stati determinati i valori  $C_l$  teorici di alcuni elementi incompatibili appartenenti al gruppo delle REE, che sono stati successivamente confrontati con i valori delle concentrazioni analizzate nei campioni prelevati nel sito di Timpa delle Murge. Nelle tabella 10.1 e 10.2 sono riportati i parametri utilizzati per produrre il modello di fusione parziale mentre nella tabella 10.3 sono riportati i risultati del modello, mostrati graficamente in figura 10.18. Come si può vedere dal diagramma, è possibile ottenere la composizione chimica dei basalti tholeitici del Pollino per gradi di fusione di una sorgente tipo DMM, variabili tra 5 ed il 15%. Questo valore del grado di fusione parziale è assolutamente consistente con quello ottenuto per i basalti delle sequenza ofiolitiche delle Alpi e degli Appennini settentrionali, stimato in circa il 10% di una sorgente astenosferica a spinello (*Venturelli et al. 1981; Vannucci et al., 1993*).

Tabella 10.1 – Composizione modale ed eutettica del mantello DMM (da Venturelli et al., 1981).

	Ol	Opx	Cpx	Sp	Tot
sorgente	0,51	0,23	0,20	0,06	1,00
eutettico	0,10	0,20	0,20	0,50	1,00

Tabella 10.2 – Coefficienti di partizione minerale/liquido utilizzati nel modello di fusione parziale (da Niu et al., 1996)

	Ol	Opx	Cpx	Sp
La	0,00010	0,00530	0,31000	0,00030
Ce	0,00900	0,03200	0,25000	0,00080
Nd	0,00030	0,01630	0,28750	0,00080
Sm	0,00060	0,02000	0,35000	0,00090
Eu	0,00480	0,02750	0,38000	0,00090
Gd	0,00900	0,03500	0,41000	0,00110
Tb	0,01320	0,04800	0,44000	0,00130
Dy	0,01740	0,06100	0,47000	0,00150
Er	0,02580	0,09000	0,48330	0,00300
Yb	0,03000	0,10000	0,46670	0,00450
Lu	0,03420	0,11300	0,45000	0,00500

Tabella 10.3 – Risultati del modello di fusione parziale.

Tabella 10.9 - Risultati del modello di fusione parziale:				Liquidi sintetici		
	D	P	DMM	F = 5%	F = 10%	F = 15%
La	0,063	0,063	0,192	2,614	1,420	0,638
Ce	0,062	0,058	0,550	7,615	4,074	1,799
Nd	0,061	0,061	0,581	8,109	4,319	1,891
Sm	0,075	0,075	0,239	2,816	1,693	0,869
Eu	0,085	0,082	0,096	1,015	0,650	0,363
Gd	0,095	0,090	0,358	3,432	2,311	1,378
Tb	0,106	0,100	0,070	0,607	0,428	0,271
Dy	0,117	0,109	0,505	3,998	2,922	1,940
Er	0,131	0,119	0,348	2,488	1,886	1,313
Yb	0,132	0,119	0,365	2,587	1,966	1,374
Lu	0,134	0,119	0,058	0,406	0,310	0,217
				residuo		
ol				0,53	0,56	0,57
opx				0,23	0,23	0,23
cpx				0,20	0,20	0,20
sp				0,04	0,01	0,00

Abbreviazioni: DMM = Depleted MORB Mantle da Workman e Hart, 2005

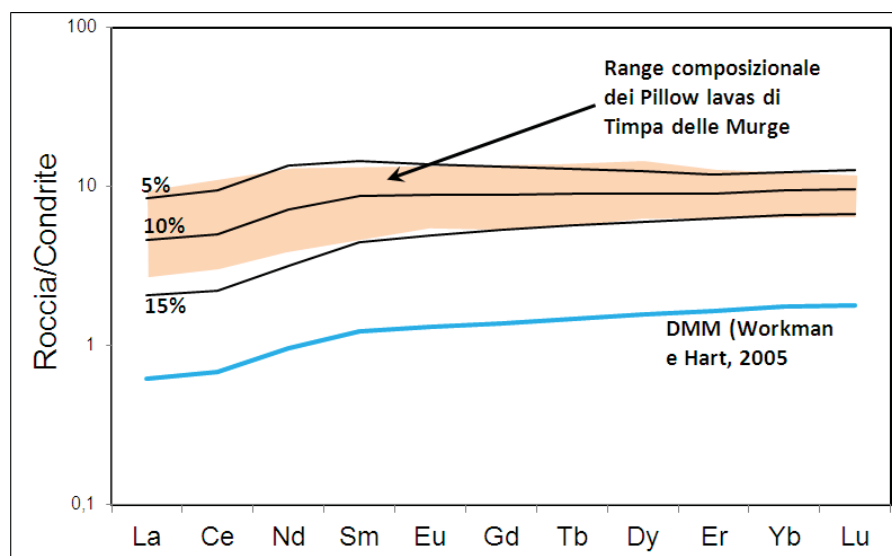
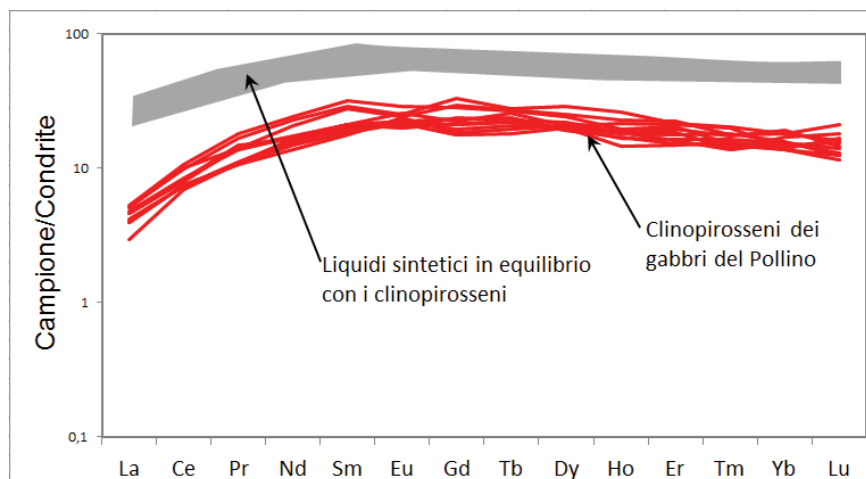


Figura 10.18 – Diagramma di distribuzione delle concentrazioni delle REE normalizzate alla condrite dei liquidi sintetici ottenuti dal modello di fusione parziale prodotto e dei basalti a pillow del Pollino.



### 10.2.3. Genesi dei magmi parentali dei gabbri

Per determinare la composizione del liquido parentale che ha generato le rocce cumulitiche gabbroidi affioranti nei Monti del Pollino, è stata utilizzata la concentrazione delle REE dei clinopiroseni, sfruttando i coefficienti di distribuzione minerale/liquido proposti da Ionov et al. (2002). Infatti, durante i processi di cumulo, i minerali tendono a mantenere la composizione che avevano al momento della loro formazione in equilibrio con il liquido magmatico e non vengono modificati da processi di post-cumulo dovuti ad interazione con liquido magmatico intrappolato tra i cristalli. Questi processi infatti, come documentato nei gabbri di sequenza ofiolitiche, tendono a modificare significativamente la composizione originaria dei minerali di cumulo (Tribuzio et al., 2000; Borghini e Rampone, 2007). I liquidi sintetici in equilibrio con i clinopiroseni dei gabbri mostrano pattern di distribuzione delle REE praticamente piatti con abbondanza di circa 10-20 volte la condrite, con leggeri frazionamenti in LREE ( $\text{LaN/YbN} = 0,8-0,9$ ), tipici di magmi tholeitici ad affinità MORB. Questi liquidi sintetici sono leggermente diversi dai pillow lavas associati ai gabbri, che mostrano concentrazioni in REE più basse. Ciò indica che i gabbri derivano da liquidi più evoluti rispetto a quelli che hanno prodotto i basalti, come indicato anche nel caso delle suite gabbriche affioranti nel massiccio ofiolitico di Monte Maggiore in Corsica (Piccardo e Guarnieri, 2011). In alternativa, anche se poco realisticamente visto il contesto oceanico di origine di queste rocce intrusive, è possibile che i gabbri derivino dall'accumulo di minerali frazionati da liquidi magmatici prodotti per un grado di fusione di una sorgente astenosferica a spinello tipo DMM più basso del 5%, grado di fusione minimo con il quale si riesce a riprodurre il pattern di distribuzione dei pillow lavas del Pollino associati ai gabbri. Inoltre, è importante porre l'accento sul fatto che i liquidi sintetici in equilibrio con i clinopiroseni dei gabbri del Pollino possiedono bassi contenuti di Sr, Ti e Nb, caratteristica che potrebbe essere legata al frazionamento dal liquido magmatico di plagioclasio ed ossidi.



**Figura 10.19 –** Diagramma di distribuzione delle concentrazioni delle REE normalizzate alla condrite dei liquidi sintetici in equilibrio con i clinopiroseni dei gabbri del Pollino.

### 10.3. Origine delle clinopiroseniti

La presenza di clinopiroseniti con una composizione degli elementi in traccia che evidenzia una loro derivazione da fusi alcalini è stata riconosciuta all'interno di rocce peridotitiche a plagioclasio e a spinello derivanti dalla Tetide Ligure, in diversi distretti delle Alpi e degli Appennini Settentrionali (Monte Nero nelle Liguridi Esterne e Lanzo Settentrionale nelle Alpi Occidentali; *Piccardo et al., 2009a e riferimenti citati*). Come evidenziato in figura 10.20, la composizione dei clinopiroseniti delle clinopiroseniti del Pollino è praticamente indistinguibile da quella dei clinopiroseniti analizzati nelle ofioliti di Monte Nero. La presenza di rocce con un'impronta alcalina, indicherebbe la presenza di vene di pirosseno e granato nel mantello della Tetide Ligure. Infatti, i magmi alcalini, in accordo con i dati sperimentali di Hirshmann et al. (2003), possono derivare dalla fusione di pirosseniti a granato, che può avvenire per temperature ( $1200^{\circ}\text{C}$ ) significativamente più basse rispetto a quelle delle peridotiti e a pressioni più alte ( $>1,5$  GPa). Di conseguenza, se il mantello astenosferico è venato da pirosseniti a granato, durante la risalita e la fusione adiabatica i fusi con una impronta alcalina vengono generati a profondità molto superiori a quelle a cui si generano i fusi tholeitici tipo MORB derivanti dalle lherzoliti a spinello (*Petermann e Hirschmann, 2003*). Questi liquidi alcalini, tuttavia, non migrano verso l'alto ma tendono a stazionare nel mantello ricristallizzando sotto condizioni termo-bariche di facies a spinello. A sostegno di ciò, recentemente, Montanini e Tribuzio (2007) e Montanini et al. (2007), hanno evidenziato che il magmatismo che ha prodotto le rocce gabbroidi e basaltiche delle sequenze ofiolitiche tetidee, specialmente quelle più antiche, legate alle prime fasi di apertura oceanica, mostrano un'impronta di tipo MORB anomala. In particolare questi autori evidenziano un arricchimento in Zr, un alto rapporto Sm/Yb ed una composizione poco radiogenica di Nd, che spiegano ipotizzando una derivazione di liquidi magmatici da una sorgente mantellica mista tra una lherzolite in facies a spinello venata da pirosseniti a granato. Piccardo et al. (2009b) spiegano la presenza di queste vene di pirosseniti a granato nel mantello astenosferico, con un meccanismo di delaminazione di piccole porzioni del mantello litosferico profondo, successivamente prese in carico dall'astenosfera in risalita durante l'inizio le prime fasi di oceanizzazione. Applicando questo modello, la fusione di vene pirossenitiche a granato che pervadevano il mantello del settore più meridionale della Tetide Ligure avrebbe prodotto fusi alcalini la cui ricristallizzazione ha determinato la formazione delle clinopiroseniti a spinello trovate in associazione alle peridotiti a spinello campionate nell'area del Pollino.

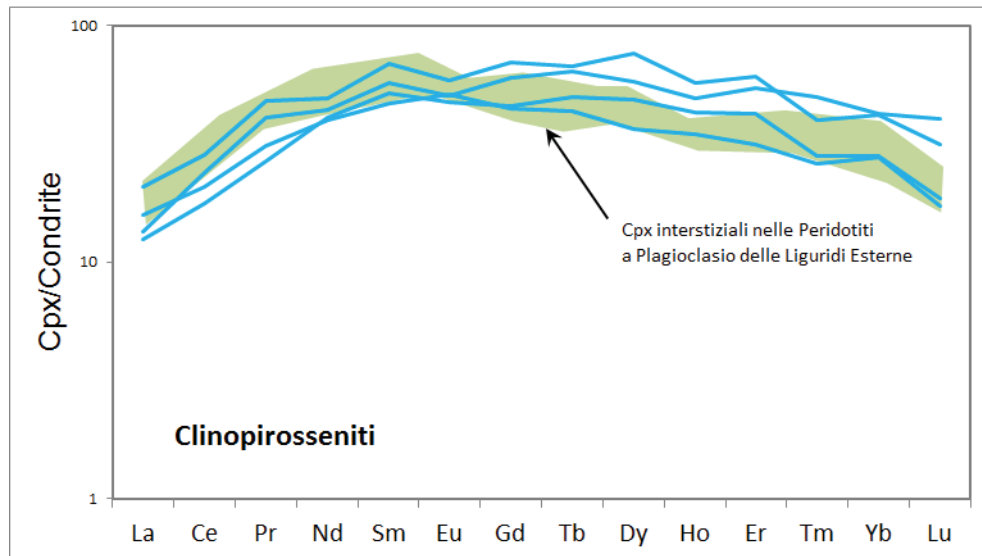


Figura 10.20 – Diagramma di distribuzione delle concentrazioni delle REE normalizzate alla condrite dei clinopirosseni analizzati nelle pirosseniti del Pollino. Il campo che indica le concentrazioni dei clinopirosseni alcalini di Mt. Nero è ridisegnato da Piccardo et al., 2009a.

#### 10.4. Origine delle peridotiti

##### 10.4.1. Considerazioni sulla petrografia e sui dati termo-barometrici

Nelle rocce peridotitiche serpentinizzate del Pollino, esistono importanti evidenze di processi post-fusione parziale. In primo luogo le lamelle di essoluzione di clinopirosseno nei porfiroclasti di ortopirosseno sono un chiaro effetto di riequilibrio sub-solidus di bassa  $T$  (Parkinson e Pearce, 1998), mentre la presenza di minerali secondari che bordano i porfiroclasti più grandi e minerali interstiziali (prevalentemente clinopirosseno) che mostrano una chiara tessitura di cristallizzazione magmatica, sono interpretati come indizi di reazione melt-rock (Suhr e Edwards, 2000) sia nelle peridotiti abissali (Hellebrand et al., 2002) che nei massicci ofiolitici (Piccardo et al., 2007a). Inoltre, le stime termo-barometriche indicano che raramente sono conservati valori tipicamente mantellici in facies a spinello ( $T = 1100-1200$  °C e  $P = 10-11$  kbar).

##### 10.4.2. Considerazioni sulla geochimica delle rocce totali

Il valore di LOI della rocce peridotitiche del Pollino è sempre molto alto (9-12 wt.%) e riflette il notevole grado di alterazione in serpentino dell'olivina e dell'ortopirosseno di queste rocce. Il valore delle LOI mostra una correlazione positiva con  $MgO$  ed una correlazione negativa con  $SiO_2$ ,  $CaO$  ed  $Al_2O_3$  (Fig. 10.21) Ciò indica, in accordo con Parkinson e Pearce (1998), che il valore di LOI dei campioni è strettamente legato al contenuto di olivina modale serpentinizzata. Per verificare l'entità della modificazione

composizionale dovuta alla serpentizzazione, i campioni sono stati plottati in un diagramma  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  assieme alle composizioni delle peridotiti abissali fresche (*Hart and Zindler, 1986; Snow e Dick, 1995; Parkinson and Pearce, 1998*). Come si vede dalla figura 11.22, le peridotiti serpentizzate del Pollino cadono nel campo definito dalle peridotiti abissali fresche. Per questo motivo, è possibile ritenere che la serpentizzazione abbia una influenza minima sulla composizione chimica originaria delle rocce peridotitiche. Ciò è in accordo anche con le correlazioni tra gli altri ossidi e l'ossido di magnesio che, come visto precedentemente, fornisce un ottimo indice di differenziazione tra i due tipi di peridotiti distinti al Pollino, poiché cresce dalle peridotiti con anfibolo (circa 41 wt.%) alle peridotiti senza anfibolo (circa 43 wt.%). In particolare si osserva una correlazione negativa tra l'MgO e gli elementi in traccia incompatibili, Al, Ca, Si, Sc e V mentre, al contrario, Ni, Cr e Co mostrano una correlazione positiva con l'MgO. Quindi le peridotiti con anfibolo posseggono contenuti di  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO,  $\text{SiO}_2$ , Sc e V più alti di quelli delle peridotiti senza anfibolo ma, al contrario, posseggono contenuti di Ni e Co più bassi. Questa variabilità geochemica è legata a differenze nel grado di fusione parziale cui sono state sottoposte le diverse litologie (*Parkinson e Pearce 1998*), più alto per le peridotiti senza anfibolo rispetto alle peridotiti con anfibolo. A tal proposito si osserva che le peridotiti del Pollino tendono a discostarsi dalle curve del residuo di fusione parziale all'aumentare del grado di fusione (*Niu, 1997*), che mostrano la variazione composizionale in termini di MgO,  $\text{SiO}_2$  ed FeOt (Fig. 10.23), in una posizione che corrisponde ad un grado di fusione parziale abbastanza significativo (circa 25%). Sulla base di casi analoghi studiati in letteratura (*Zanetti et al., 2006; Piccardo et al., 2007a; Rampone e Borghini, 2008*) questo scostamento dalle curve di fusione teoriche può essere verosimilmente legata a una rifertilizzazione delle rocce peridotitiche del Pollino per interazione con liquidi magmatici, avvenuta successivamente all'estrazione di fusi basaltici MORB. Ad ogni modo, risulta significativa la differenza tra il grado di fusione parziale mostrato dalle due tipologie di peridotiti, che può essere notato osservando anche i pattern delle REE normalizzate al valore condritico (Fig. 9.11), dove il maggior arricchimento delle LREE nelle peridotiti con anfibolo indica un minore grado di fusione parziale rispetto alle peridotiti senza anfibolo più impoverite in LREE.

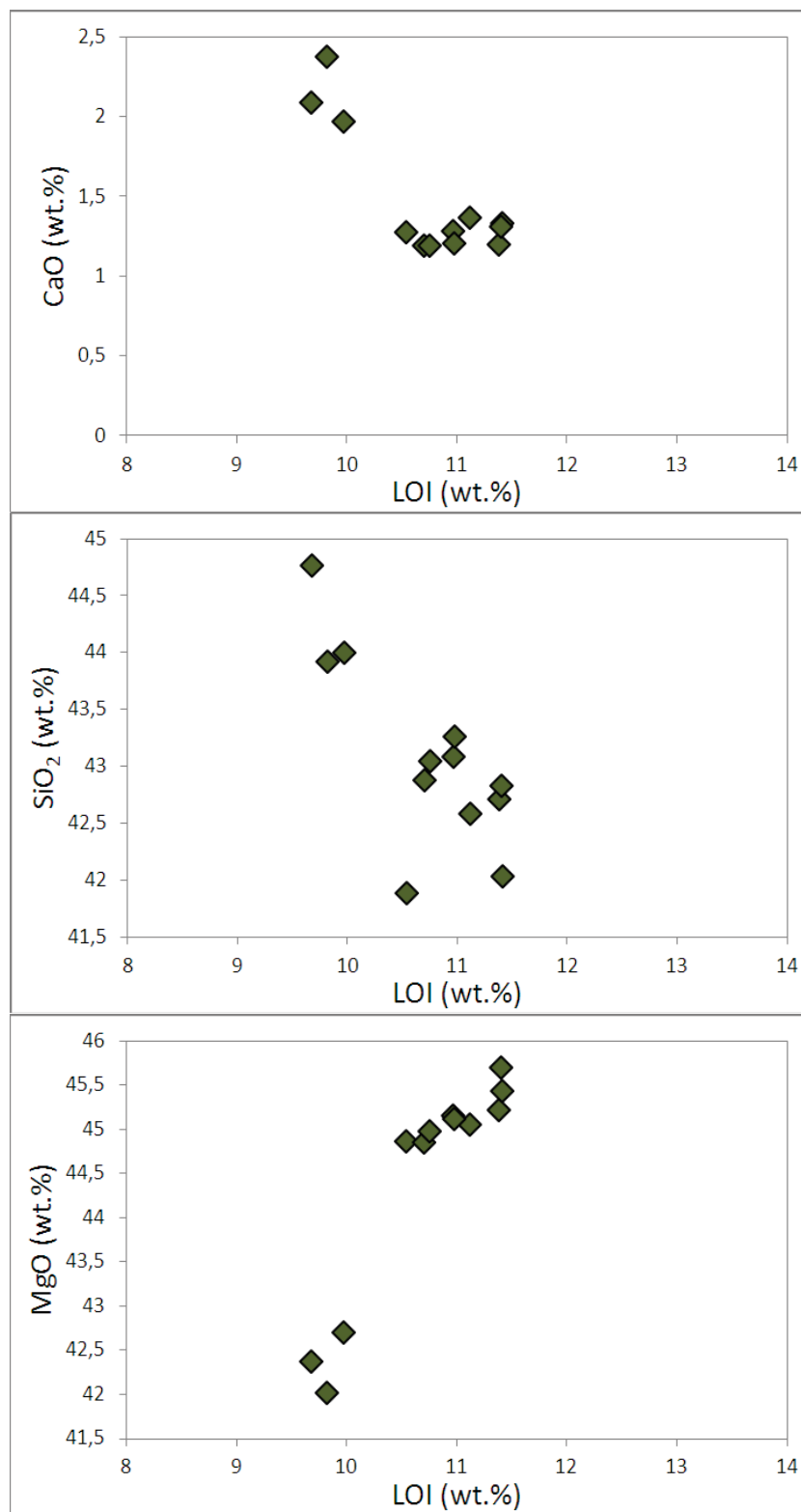


Figura 10.21 – Diagrammi di variazione che mostrano le correlazioni tra la LOI e le concentrazioni di alcuni elementi maggiori.



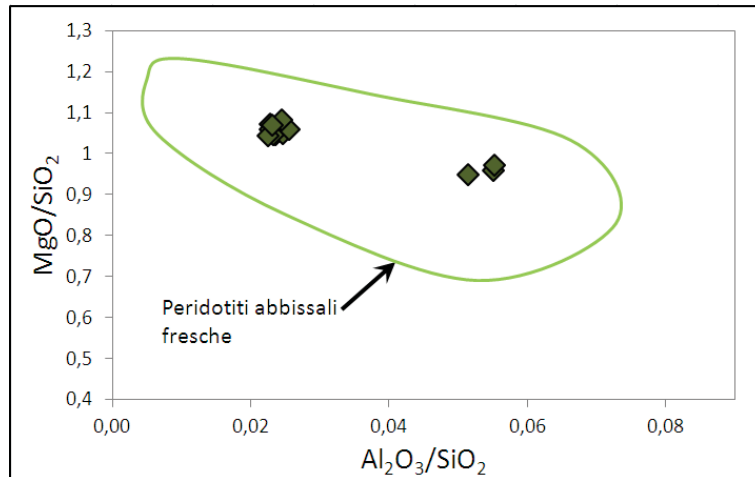


Figura 10.22 – Diagramma di variazione  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  vs.  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$  per le peridotiti del Pollino. Il campo delle peridotiti abissali è ottenuto dai dati di Hart and Zindler, 1986; Snow e Dick, 1995; Parkinson and Pearce, 1998.

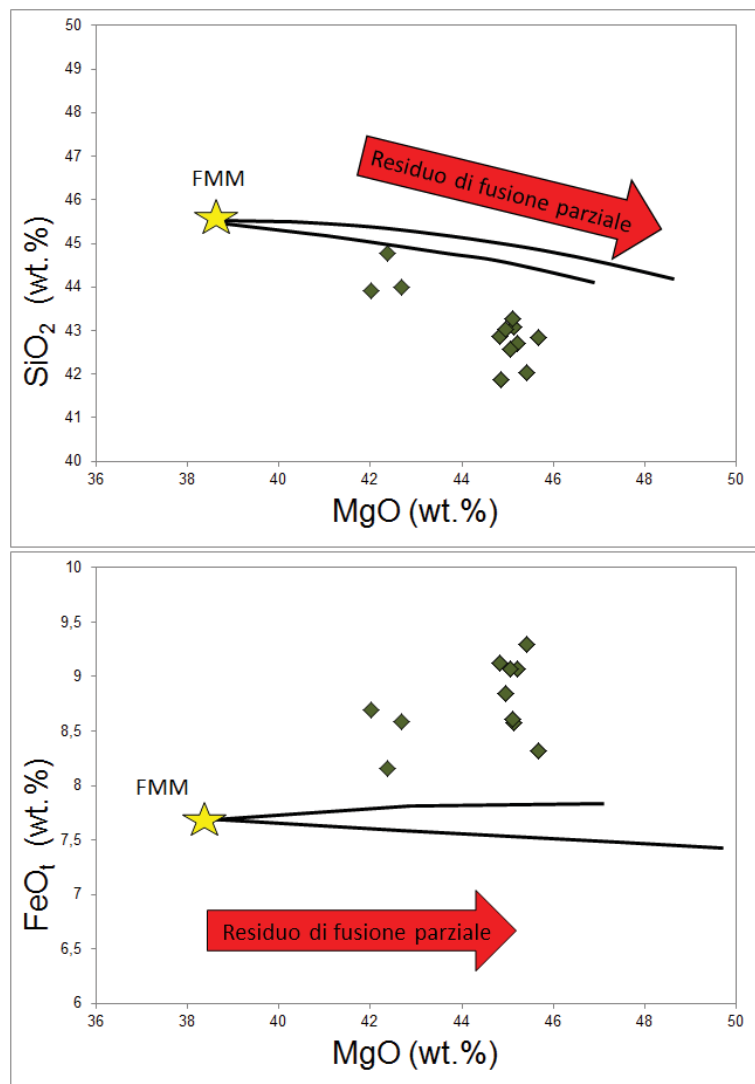


Figura 10.23 – Variazione della composizione chimica delle peridotiti del Pollino in termini di concentrazioni di  $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$  ed  $\text{FeO}_t$  normalizzate a 100 su base anidra. Le curve che descrivono i trend di variazione composizionale del mantello fertile all'aumentare del grado di fusione parziale sotto diversi gradienti di pressione sono prese da Niu (1997). Abbreviazioni: FMM = Fertile MORB Mantle.

### 10.4.3. Considerazioni sulla composizione dei minerali

Anche la composizione chimica delle fasi minerali delle peridotiti è considerata un ottimo indicatore petrogenetico (*Dick et al., 1984; Ahmed et al., 2001; Piccardo et al., 2007a*) poiché dipende da un notevole numero di fattori, tra i più importanti dei quali si menzionano il grado di fusione parziale e le interazioni host rock-melt. Sulla base delle composizioni chimiche dei clinopirosseni analizzati, le peridotiti affioranti nell'area del Pollino sono da considerarsi di derivazione oceanica. Infatti, la composizione chimica dei clinopirosseni delle peridotiti del Pollino appare molto impoverita in termini di Al, Na, Ti, Fe e molto ricca in Ca, Si ed Mg, caratteristiche queste, che possono essere notate anche nei clinopirosseni delle peridotiti abissali (Fig. 10.24). Infatti, in accordo con diversi autori (*Seyler e Bonatti, 1994; Rivalenti et al., 1996*), i clinopirosseni di dorsale oceanica mostrano contenuti di Na<sub>2</sub>O (<1 wt.%) e rapporti Al<sup>VI</sup>/Al<sup>IV</sup> (< 1) inferiori a quelli delle peridotiti subcontinentali di suprasubduzione (Fig. 10.25). Come si nota, i clinopirosseni analizzati nelle peridotiti del Pollino cadono prevalentemente nei campi definiti dalle composizioni dei clinopirosseni delle peridotiti di dorsale oceanica. Inoltre, in accordo con Seyler e Bonatti (1994), la diminuzione del rapporto Al<sup>VI</sup>/Al<sup>IV</sup> con il diminuire del contenuto di TiO<sub>2</sub> dei clinopirosseni è dovuta al crescente grado di fusione parziale cui la roccia è stata soggetta, ed infatti i clinopirosseni analizzati nelle peridotiti con anfibolo hanno dei core tendenzialmente più ricchi in TiO<sub>2</sub> dei clinopirosseni analizzati nelle peridotiti senza anfibolo. Un altro minerale utilizzato come indice petrogenetico sulle peridotiti è lo spinello (*Hellebrand et al., 2001; Hellebrand and Snow, 2003*). Lo spinello delle peridotiti serpentizzate del Pollino è identico agli spinelli che si trovano nelle rocce peridotitiche che costituiscono le ofioliti affioranti in diverse parti del mondo (*Barnes e Roeder, 2001*). Gli spinelli analizzati nelle peridotiti serpentizzate del Pollino, sono comparati in Figura 10.26 con gli spinelli analizzati in diversi ambienti geodinamici. Gli spinelli delle peridotiti con anfibolo mostrano una composizione che cade in un campo a cavallo tra le peridotiti abissali e quelle di subduzione (basso Cr# ed alto Mg#) mentre quelli delle peridotiti senza anfibolo mostrano una composizione che tende a spostarsi verso il campo definito dagli spinelli delle peridotiti di subduzione (alto Cr# e basso Mg#). Tenendo invece conto del valore di Mg# degli spinelli delle peridotiti abissali (> 44) fornito da Niu (2004), tutti gli spinelli analizzati nelle rocce del Pollino indicano una derivazione oceanica delle rocce che li ospitano. La composizione degli spinelli è inoltre considerata un ottimo indicatore del processo di fusione parziale del mantello astenosferico a spinello (*Matsukage e Kubo, 2004; Tamura e Arai, 2006; Caran et al.,*

2010). La correlazione inversa tra i valori di Cr# ed Mg# degli spinelli nelle peridotiti del Pollino è consistente con l'aumento del grado di fusione parziale dalle peridotiti con anfibolo alle peridotiti senza anfibolo (*Takazawa et al., 2000*) e ciò è coerente con quanto emerso della geochimica degli elementi maggiori. Infine, correlando il contenuto di Fo (mol.%) delle olivine e il valore di Cr# degli spinelli delle peridotiti del Pollino (Fig. 10.27), si trova che tutti i campioni cadono nel campo OSMA (Olivine-Spinel Mantle Array) di Arai (1994), ed inoltre risulta confermato che la differenza composizionale esistente tra le peridotiti con anfibolo e le peridotiti senza anfibolo è dovuta ad un diverso grado di fusione parziale di una sorgente fertile, corrispondente a circa il 9% nel caso delle peridotiti con anfibolo, e a circa il 16-19% nel caso delle peridotiti senza anfibolo. Questo grado di fusione è più basso di quello stimato tenendo conto della geochimica degli ossidi maggiori che, come già accennato è probabilmente falsata dal valore elevato della LOI. Inoltre, il grado di fusione parziale registrato dallo spinello, è leggermente più basso di quello limite del 25%, superato il quale, nel modello di fusione parziale frazionata non modale di una sorgente a quattro fasi si scende sotto il 5% di clinopirosseno residuo, ovvero si passa da una lherzolite a spinello ad una harzburgite a spinello. Di conseguenza, è possibile ritenere le peridotiti del Pollino, delle originarie lherzoliti restitiche. In merito alla presenza di anfibolo pargasitico ricco in Ti in alcuni campioni, è interessante notare che questa fase minerale non è tipica delle peridotiti mantelliche di dorsale oceanica. In accordo con Coltorti et al. (2007), la composizione chimica dell'anfibolo delle rocce peridotitiche, qualora questo sia primario, può essere utilizzata come indicatore tettonico. Nel caso degli anfiboli delle peridotiti del Pollino, la loro composizione chimica non è però del tutto discriminante. Infatti, considerando le concentrazioni di Na<sub>2</sub>O (Fig. 10.28) questi sembrerebbero simili agli anfiboli ritrovati nelle peridotiti di suprasubduzione, mentre se si considerano le concentrazioni di TiO<sub>2</sub> (Fig. 10.28) essi cadono nella zona di sovrapposizione dei campi degli anfiboli delle peridotiti di suprasubduzione e di quelli dei noduli ultrafemici ospitati in rocce alcaline intraplacca.

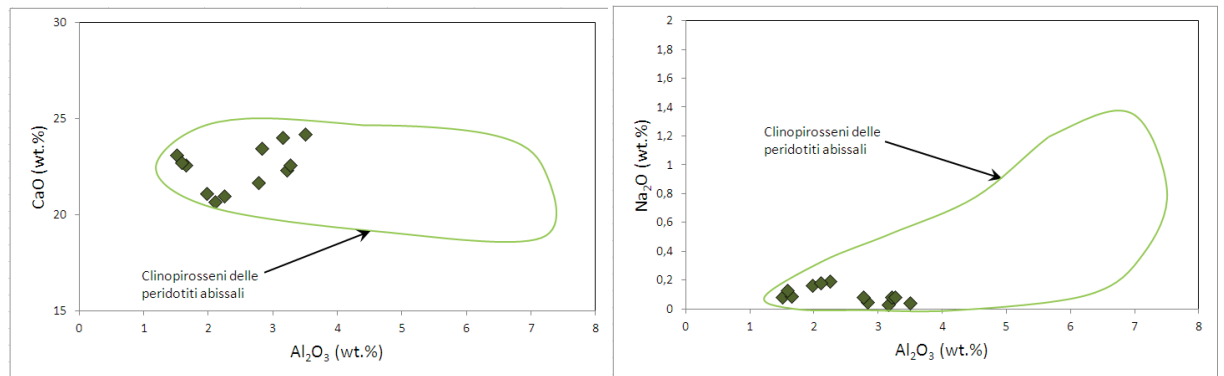


Figura 10.24 – Diagrammi di variazione  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{CaO}$  e vs.  $\text{Na}_2\text{O}$  in cui è comparata la composizione dei clinopirosseni delle peridotiti del Pollino con quella dei clinopirosseni delle peridotiti abissali analizzati in Johnson et al., 1990, Johnson e Dick, 1992, Hellebrand et al., 2002 e Seyler et al., 2001.

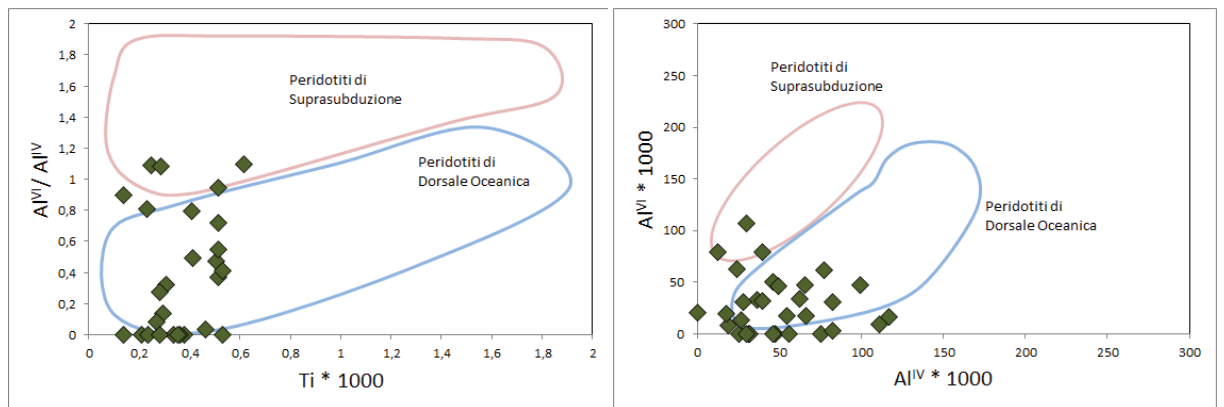
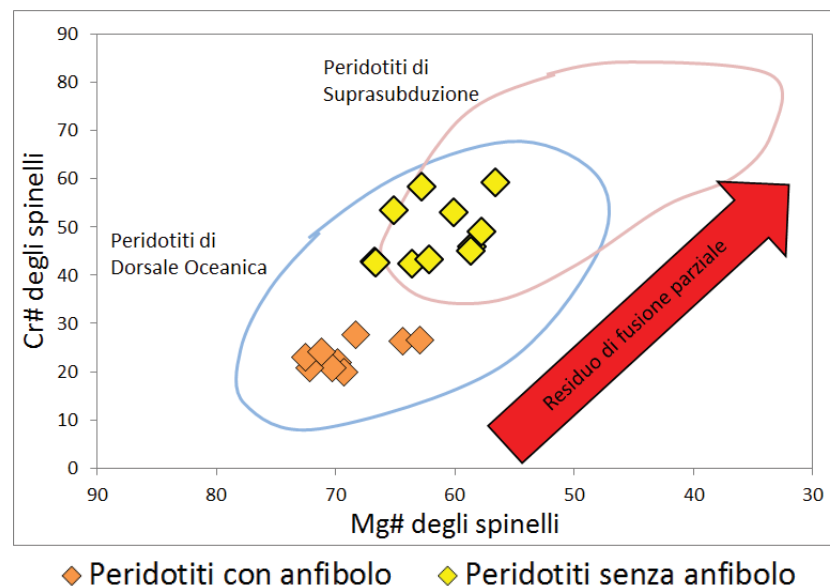


Figura 10.25 – Diagrammi di variazione  $\text{Al}^{\text{IV}}$  vs.  $\text{Al}^{\text{VI}}$  (apfu) e  $\text{Ti} \cdot 100$  (apfu) vs.  $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$  in cui è mostrata la similitudine composizionale tra i clinopirosseni delle peridotiti del Pollino con quelli analizzati in peridotiti di dorsale oceanica (da Seyler e Bonatti, 1994).



◆ Peridotiti con anfibolo    ◆ Peridotiti senza anfibolo

Figura 10.26 – Variazione composizionale del valore di  $\text{Cr\#}$  ed  $\text{Mg\#}$  degli spinelli trovati nelle peridotiti del Pollino. I campi composizionali degli spinelli delle peridotiti di dorsale e di suprasubduzione sono costruiti con i dati di Dick e Bullen, 1984, Ishii, 1992 e Barnes e Roeder, 2001.

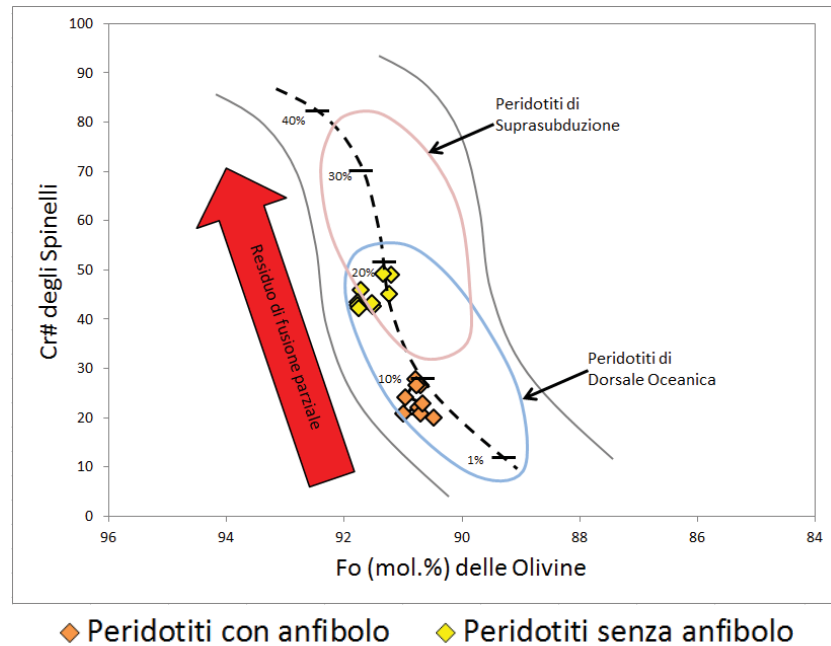


Figura 10.27 - Diagramma di variazione Fo (mol.%) delle olivine vs. Cr# degli spinelli, per le rocce peridotitiche del Pollino. Il campo OSMA (Olivine-Spinel Mantle Array) è preso da Arai, 1994, i campi corrispondenti alle peridotiti di dorsale oceanica e di suprasubduzione sono presi da Pearce et al., 2010. La curva che descrive la variazione composizionale di olivina e spinello all'aumentare del grado di fusione parziale è presa da Sao et al., 2013.

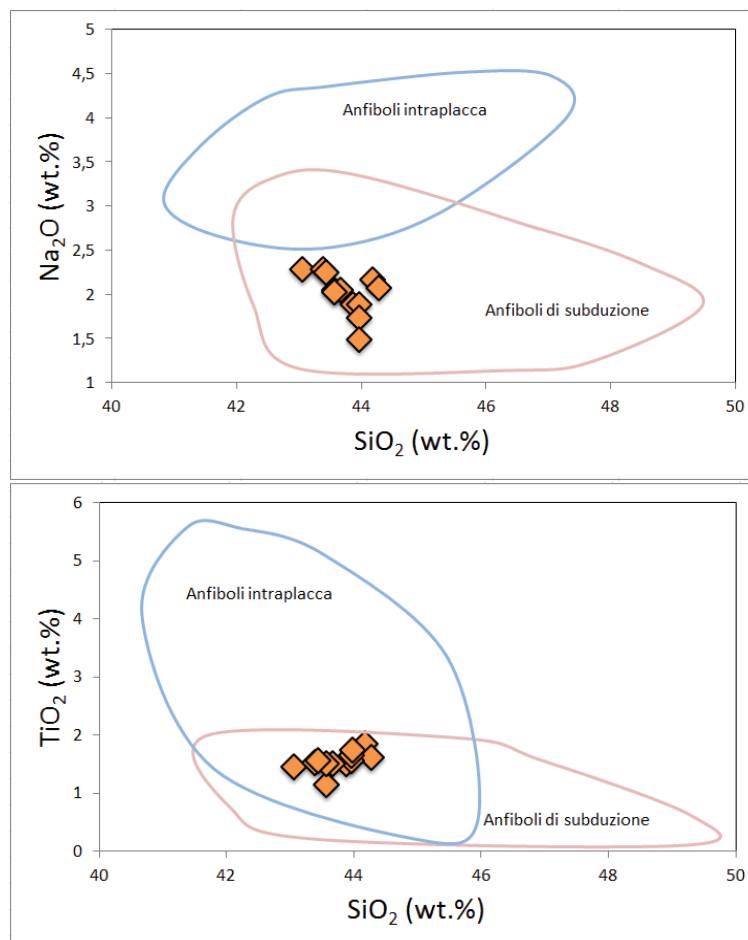


Figura 10.28 - Diagrammi di variazione  $\text{SiO}_2$  (wt.%) vs.  $\text{Na}_2\text{O}$  (wt.%) e  $\text{SiO}_2$  (wt.%) vs.  $\text{TiO}_2$  (wt.%) per gli anfiboli trovati nelle peridotiti serpentizzate del Pollino. I campi degli anfiboli delle peridotiti intraplacca e di subduzione sono presi da Coltorti et al., 2007.



**10.4.4. Considerazioni sui pattern delle REE dei clinopirosseni**

Le concentrazioni delle REE nei clinopirosseni delle peridotiti sono un valido strumento per la stima del grado di fusione cui è stato sottoposto il mantello che esse rappresentano e delle eventuali modificazioni composizionali innescate da interazioni melt-rock. Per la stima del grado di fusione si è utilizzato l'approccio modellistico proposto da Johnson et al. (1990). Sfruttando la composizione del DMM di Workman e Hart (2005), i coefficienti di ripartizione minerale/liquido proposti da Ionov et al. (2002) e la composizione mineralogica modale ed eutettica del mantello (tutti i parametri sono riportati in tabella 10.4) si è determinata la composizione del clinopirosseno in equilibrio con esso mediante la relazione:

$$C_0^{Cpx} = \frac{C_0^{DMM}}{\frac{\%Ol_{mod}^{DMM} \cdot k_dOl}{k_dCpx} + \frac{\%Opx_{mod}^{DMM} \cdot k_dOpx}{k_dCpx} + \frac{\%Sp_{mod}^{DMM} \cdot k_dSp}{k_dCpx} + \%Cpx_{mod}^{DMM}}$$

dove:

$C_0^{DMM}$  è la concentrazione di un generico elemento  $e$  nella sorgente solida;

$k_dCpx$ ;  $k_dOl$ ;  $k_dOpx$ ;  $k_dSp$  sono i coefficienti di ripartizione minerale/magma di un generico elemento  $e$  per clinopirosseno, olivina, ortopirosseno e spinello;

$\%Cpx_{mod}^{DMM}$ ;  $\%Ol_{mod}^{DMM}$ ;  $\%Opx_{mod}^{DMM}$ ;  $\%Sp_{mod}^{DMM}$  sono le percentuali modali di clinopirosseno, olivina, ortopirosseno e spinello nella sorgente DMM;

Partendo dalla composizione del Clinopirosseno in equilibrio con la sorgente DMM è stata calcolata la variazione composizionale del clinopirosseno in una sorgente mantellica restitica per diversi gradi di fusione parziale (tabella 10.5) utilizzando l'equazione di fusione frazionata non modale:

$$C_0^{Cpx} \cdot 1 - \frac{P \cdot F}{D}^{\frac{1}{P} - 1}$$

dove:

F è il grado di fusione parziale;

D è il coefficiente di distribuzione totale di un generico elemento  $e$  rispetto alla composizione modale della sorgente solida;

P è il coefficiente di distribuzione totale di un generico elemento  $e$  rispetto alla composizione eutettica della sorgente solida;

Tabella 10.4 – Parametri utilizzati nel modello di Johnson et al., 1990.

Composizione modale ed eutettica del mantello DMM (da Johnson et al., 1990).					
	OI	Opx	Cpx	Sp	Tot
sorgente	0,51	0,23	0,20	0,06	1,00
eutettico	0	0,11	0,28	0,61	1,00
Coefficienti di ripartizione minerale/liquido da Ionov et al., 2002					
	OI	Opx	Cpx	Sp	
La	0,00010	0,00020	0,05400	0,00040	
Ce	0,00020	0,00040	0,08600	0,00050	
Nd	0,00040	0,00100	0,18700	0,00058	
Sm	0,00044	0,00300	0,29100	0,00048	
Eu	0,00058	0,00620	0,34117	0,00045	
Gd	0,00076	0,01280	0,40000	0,00042	
Dy	0,00140	0,02610	0,44200	0,00040	
Er	0,00184	0,03560	0,43900	0,00041	
Yb	0,00236	0,04740	0,43600	0,00042	
Lu	0,00364	0,07870	0,43000	0,00048	
Coefficienti di ripartizione totali rispetto a composizione modale ed eutettica.			Composizione calcolata del Clinopirosseno in equilibrio con la sorgente DMM		
	D	P	DMM	Cpx DMM	
La	0,011	0,04	0,234	2,31	
Ce	0,017	0,06	0,772	7,62	
Nd	0,038	0,13	0,713	7,04	
Sm	0,059	0,20	0,27	2,66	
Eu	0,070	0,23	0,107	1,04	
Gd	0,083	0,27	0,395	3,79	
Dy	0,095	0,30	0,531	4,93	
Er	0,097	0,30	0,371	3,26	
Yb	0,099	0,31	0,401	3,25	
Lu	0,106	0,31	0,063	0,49	

Tabella 10.5 – Composizione del clinopirosseno di una sorgente restitica per diversi gradi di fusione parziale, calcolati utilizzando il modello di Johnson et al., 1990.

F (%)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	0,9432	0,3726	0,1423	0,0524	0,0186	0,0063	0,0020	0,0006	0,0002	0,0001
	4,3971	2,4888	1,3800	0,7485	0,3964	0,2046	0,1027	0,0500	0,0235	0,0107
	5,5680	4,3668	3,3947	2,6142	1,9927	1,5024	1,1192	0,8230	0,5967	0,4259
	2,3138	2,0053	1,7290	1,4825	1,2636	1,0700	0,8998	0,7509	0,6214	0,5096
	0,9329	0,8310	0,7371	0,6509	0,5721	0,5002	0,4349	0,3758	0,3226	0,2749
	3,4687	3,1642	2,8770	2,6067	2,3530	2,1153	1,8933	1,6865	1,4945	1,3168
	4,5800	4,2410	3,9166	3,6067	3,3112	3,0298	2,7625	2,5090	2,2692	2,0429
	3,0336	2,8191	2,6134	2,4164	2,2280	2,0481	1,8767	1,7136	1,5588	1,4122
	3,0458	2,8453	2,6522	2,4667	2,2885	2,1176	1,9540	1,7977	1,6485	1,5063
	0,4577	0,4289	0,4011	0,3744	0,3486	0,3238	0,3000	0,2772	0,2554	0,2345
residuo										
OI (%)	0,511	0,511	0,512	0,512	0,513	0,514	0,514	0,515	0,515	0,516
Opx (%)	0,227	0,224	0,222	0,219	0,216	0,213	0,210	0,208	0,205	0,202
Cpx (%)	0,193	0,187	0,180	0,173	0,167	0,160	0,153	0,146	0,140	0,133
Sp (%)	0,059	0,058	0,057	0,056	0,055	0,053	0,052	0,051	0,050	0,049

Le figure 10.29 e 10.30 mostrano graficamente le curve di composizione teoriche del clinopirosseno in equilibrio con una sorgente restitica per diversi gradi di fusione parziale, contro cui sono plottate le composizioni dei clinopirosseni analizzati nelle peridotiti del Pollino. Come si può notare dal diagramma La/Nd vs. Nd/Yb (Fig. 10.29) emerge ancora una volta chiaramente la differenza di grado di fusione tra le peridotiti con anfibolo il cui clinopirosseno è in equilibrio con cpx teorici di sorgenti soggette a fusione parziale tra 1 e 3%, rispetto alle peridotiti senza anfibolo il cui clinopirosseno è in equilibrio con cpx teorici di sorgenti soggette a fusione parziale tra 3 e 6%. Tuttavia occorre notare che questi intervalli di grado di fusione parziale si estendono tenendo conto esclusivamente delle HREE. Infatti, come si può notare dal diagramma Yb vs. Dy (Fig. 10.29) le peridotiti con anfibolo mostrano clinopirosseni in equilibrio con cpx teorici di sorgenti soggette a fusione parziale tra 1 e 7%, mentre le peridotiti senza anfibolo mostrano clinopirosseni in equilibrio con cpx teorici di sorgenti soggette a fusione parziale tra 2 e 7% con addirittura 3 clinopirosseni che raggiungono il 10% (non mostrati in figura 10.29). Questa differenza tra grado di fusione si nota ancora di più nei diagrammi delle REE normalizzate al valore condritico (Fig. 10.30). Infatti, come si può notare le LREE dei cpx analizzati corrispondono alle concentrazioni teoriche per bassi gradi di fusione, del 2-5%, mentre le HREE in genere corrispondono alle concentrazioni teoriche su un più ampio range di fusione parziale, raggiungendo valori più alti di quelli ottenuti dalle LREE (4-10%). Inoltre, se comparato con il grado di fusione parziale indicato dalla composizione delle rocce totali (25-30%) e dallo spinello (9% e 19% per le due diverse tipologie di peridotiti), quello ottenuto utilizzando la composizione delle REE dei clinopirosseni delle Peridotiti è significativamente più basso. Sulla base di casi analoghi studiati in letteratura (Piccardo *et al.*, 2007a), questa differenza può essere verosimilmente legata a una riequilibrio dei clinopirosseni delle rocce peridotitiche del Pollino per interazione con liquidi magmatici (percolazione reattiva del mantello in facies a spinello), avvenuta successivamente all'estrazione di fusi basaltici MORB, come testimoniato dal grado di fusione desunto dalla composizione dello spinello, da ritenersi l'unico dato attendibile. Di conseguenza i clinopirosseni delle peridotiti testimoniano una rifertilizzazione del mantello della porzione più meridionale della Tetide Ligure. Un simile scenario è stato inoltre invocato per spiegare le stesse differenze di grado di fusione parziale osservate nei clinopirosseni delle peridotiti a spinello dei massicci di Erro-Tobbio e Lanzo (Ramponi *et al.*, 2004; Piccardo *et al.*, 2007a).

Interessante notare che, molto probabilmente, la riequilibratura dei clinopiroseni è avvenuta per interazione con liquidi alcalini. Infatti, come si nota da figura 10.31, i rapporti La/Yb seguono l'andamento di fusione parziale di un clinopiroseno di equilibrio con una sorgente DMM ma, al contrario, i rapporti Ti/Eu si discostano da questi andamenti spostandosi verso le composizioni mostrate dai clinopiroseni analizzati in liquidi alcalini e carbonatitici. Ciò evidenzia che i clinopiroseni delle peridotiti del Pollino sono il prodotto di una riequilibratura post fusione parziale delle sorgente per interazione con liquidi alcalini.

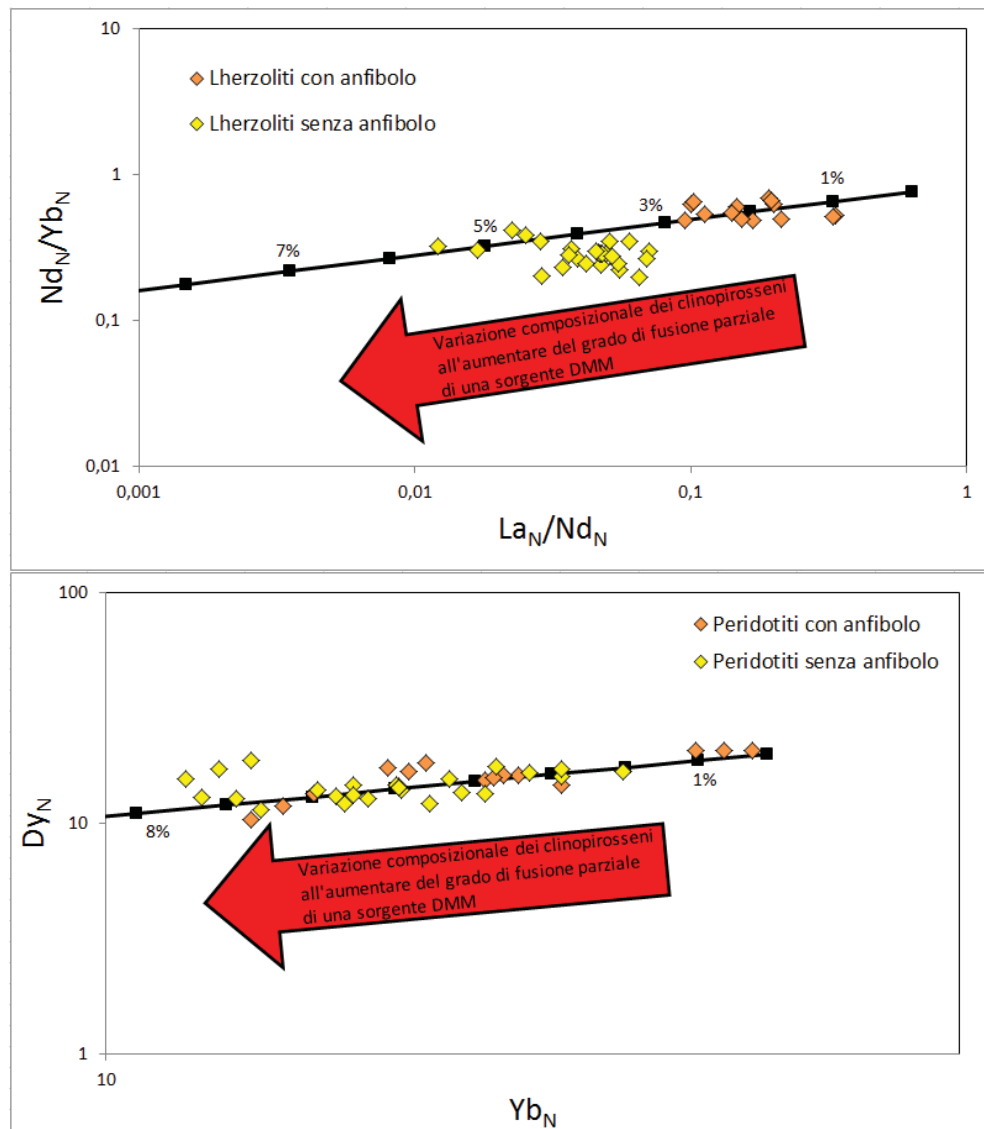


Figura 10.29 – Curve di variazione composizionale dei clinopiroseni in equilibrio con una sorgente mantellica DMM per differenti gradi di fusione parziale. Come si può vedere, il grado di fusione necessario per riprodurre le concentrazioni delle REE nei clinopiroseni delle peridotiti con anfibolo è più basso (1-3%) di quello necessario a riprodurre le concentrazioni delle REE dei clinopiroseni delle peridotiti senza anfibolo (3-6%). Tuttavia, tenendo conto delle sole HREE i gradi di fusione indicati in precedenza si allargano su un range più ampio, fino anche ad 8% nel caso delle peridotiti senza anfibolo.

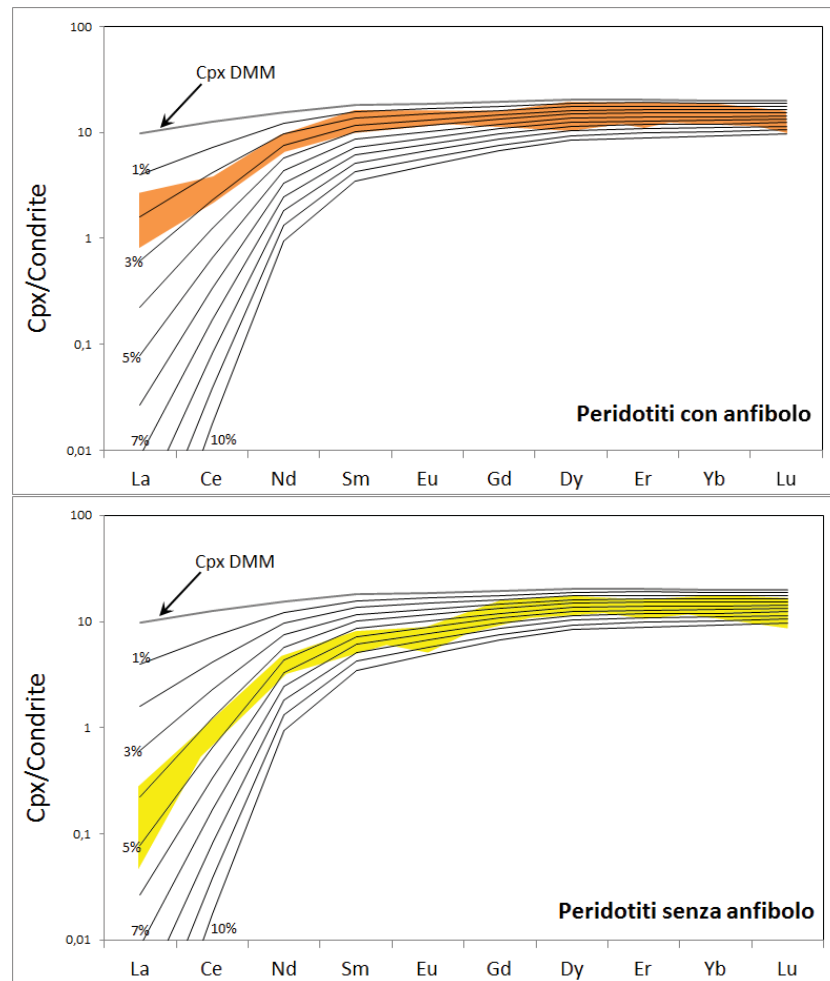


Figura 10.30 – Pattern di distribuzione delle REE normalizzate alla condrite calcolati per clinopirosseni in equilibrio con una sorgente mantellica DMM per differenti gradi di fusione parziale. I campi mostrano le composizioni dei clinopirosseni analizzati nelle peridotiti del Pollino. Come si può vedere, il grado di fusione necessario per riprodurre le concentrazioni delle LREE è in entrambe le litologie peridotitiche più basso (2-5%) di quello necessario a riprodurre le concentrazioni delle HREE (4-10%). Ciò indica chiaramente che i clinopirosseni delle peridotiti del Pollino si sono riequilibrati per interazione di una sorgente astenosferica a spinello successivamente all'estrazione di fusi MORB.

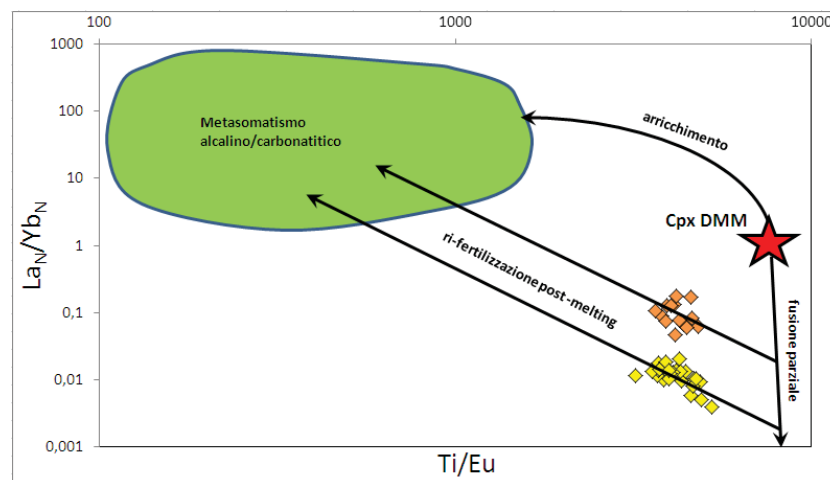


Figura 10.31 – Diagramma di variazione che mostra la composizione dei clinopirosseni delle peridotiti del Pollino, rispetto ai normali andamenti di fusione parziale e di arricchimento per e post fusione di una sorgente DMM.



#### 10.4.5. Le ofioliti del Pollino nel contesto geodinamico della Tetide Ligure

Nel paragrafo 4.1.2., Origine delle Ofioliti del Pollino, si sono già esposte le due teorie differenti sulla genesi delle ofioliti dell'Appennino Meridionale e sul momento del loro inglobamento nel cuneo di accrezione ligure, e cioè: ofioliti relitte di obduzione alpina trasportate in Appennino, oppure ofioliti obdotte durante le fasi di accavallamento delle falde Appenniniche. Le due possibilità esposte in precedenza tuttavia, sono basate esclusivamente su dati strutturali, stratigrafici e paleontologici, ma non tengono in alcun conto la geochimica delle litologie ofiolitiche del Pollino che, come già accennato, è di fatto scarsamente conosciuta. I dati prodotti con questo lavoro di tesi possono quindi fornire un contributo per far propendere verso l'una o l'altra ipotesi. Classicamente, le ofioliti che affiorano in Appennino settentrionale sono considerate dei frammenti di litosfera oceanica della Tetide Ligure (*Rampone e Piccardo, 2000*) e vengono distinte sulla base della loro posizione paleogeografica in Liguridi Esterne (ofioliti peri-continentali) e Liguridi Interne (ofioliti intra-oceaniche). Queste due diverse tipologie di rocce ofiolitiche presentano associazioni litologiche, caratteristiche tessiturali e mineralogiche, e impronte geochimiche, molto differenti tra loro, che riflettono, secondo diversi autori, la diversa evoluzione petrologica che hanno subito durante le fasi di apertura della Tetide Ligure, in virtù della loro differente posizione paleogeografica (*Piccardo et al., 1990, 1992; Rampone et al., 1995, 1996, 1998*). Nel caso delle peridotiti affioranti in Appennino Meridionale, in realtà, una distinzione così netta non è possibile farla. Molte delle caratteristiche petrologiche dalle rocce ofiolitiche del Pollino mostrano una notevole somiglianza a quelle individuate nelle Liguridi Interne, mentre altre, non di secondaria importanza, mostrano una somiglianza con i caratteri petrologici delle Liguridi Esterne. In primo luogo le ofioliti del Pollino consistono in un'associazione di peridotiti serpentinite e meta-basalti (*Cristi Sansone et al., 2011*) nell'area più settentrionale, tipicamente riconosciuta nelle ofioliti delle Liguridi Esterne. Nell'area più meridionale del Pollino, tuttavia, è stata riconosciuta un'associazione peridotiti serpentinite, gabbri (abbondanti), basalti a pillow e brecciati, ricoperti da una copertura sedimentaria pelagica. Questa associazione è invece tipicamente riscontrata nelle ofioliti delle Liguridi Interne (*Abbate et al., 1994*). L'associazione nell'area del Pollino tra litologie di crosta continentale (granuliti e gneiss) e di crosta oceanica è tipicamente riconosciuta nelle ofioliti delle Liguridi Esterne (*Marroni et al., 1998*). Inoltre le ofioliti del Pollino si rinvenivano tendenzialmente in affioramenti olistolitici inglobati all'interno di terreni sedimentari di natura flyshoidi di età Cretacico-Eocenica (Unità del Frido e

Formazione delle Crete Nere), come accade spesso nel caso delle Liguridi Esterne. Ancora, la presenza di frammenti di clinopirosseniti cumulitiche con un'inequivocabile impronta geochimica alcalina intraplacca, caratterizzata da un forte arricchimento in LREE rispetto alle HREE (Fig. 9.15), è segnalata nelle Liguridi Esterne (*Piccardo et al., 2009a e riferimenti citati*). Ancora, in accordo con Rampone et al. (1995) le peridotiti a spinello delle Liguridi Esterne sono state sottoposte ad un grado di fusione parziale di circa il 10% simile a quello registrato dalla composizione dello spinello e dell'olivina nelle peridotiti con anfibolo del Pollino, che indica un valore di fusione parziale del 9% di una sorgente fertile. Ancora, la presenza di un anfibolo pargasitico ricco in Ti è una caratteristica tipicamente riconosciuta nelle Liguridi Esterne (*Rampone e Piccardo 2000*) e ritenuta indice della natura subcontinentale delle peridotiti mantelliche (*Ionov et al., 1997*). Inoltre, come riportato in Rampone e Piccardo (2000), la presenza di anfibolo indica una temperatura di equilibratura del mantello inferiore a 1100°C ed i dati termo-barometrici ottenuti per le peridotiti del Pollino forniscono valori compresi tra 900 e 1100°C, di fatto identici a quelli stimati per le peridotiti delle Liguridi Esterne (1000-1100°C). Tuttavia, come indicato in precedenza, le peridotiti del Pollino sono rappresentative di un mantello soggetto a fenomeni di riequilibratura secondaria in facies a spinello successivamente alla sua fusione parziale e quindi, i dati termo-barometrici sono da ritenersi poco attendibili rispetto alla originaria condizione del sistema. Gli alti contenuti di MgO e i bassi contenuti di Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e CaO sono tipici di peridotiti sottoposte ad un certo grado di fusione parziale, riconosciuto nelle Liguridi Interne (Fig. 10.32) e paragonabile a quello delle Peridotiti abissali (MgO = 43-45 wt.%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1-2 wt.%; CaO = 0,5-2 wt.%; *Dick, 1989*). Analogamente alla geochimica degli elementi maggiori, anche i pattern delle REE normalizzate alla condrite indicano una somiglianza tra le peridotiti serpentinite e le Liguridi Interne (Fig. 10.33). Entrambe, infatti, mostrano impoverimenti marcati in LREE dovuti certamente al più elevato grado di fusione parziale di queste peridotiti rispetto a quello delle Liguridi Esterne. Ciò si accorda con quanto emerge dall'analisi dei trend di variazione composizionale del mantello fertile all'aumentare del grado di fusione parziale. Come evidenziato precedentemente (Fig. 10.23) le peridotiti del Pollino, infatti, si discostano dalle curve che descrivono tale variazione composizionale, in corrispondenza di gradi di fusione parziale medio-alti (25-30). Le peridotiti delle Liguridi Esterne si allineano lungo queste curve, ma a gradi di fusione più bassi (<10%), mentre le peridotiti delle Liguridi Interne, come quelle del Pollino, si discostano da queste curve (*Piccardo et al., 2009a*), presentando contenuti di FeO e di SiO<sub>2</sub> rispettivamente più alti e più bassi

rispetto a quelli teorici calcolati da Niu (1997). Il carattere distale delle peridotiti del Pollino emerge chiaramente anche dalla composizione chimica degli spinelli (Fig. 10.34), che mostrano valori di Cr# e contenuti di TiO<sub>2</sub> che li accomunano con gli spinelli delle peridotiti distali affioranti nei massicci ofiolitici delle Alpi e degli Appennini settentrionali. Infine, le concentrazioni degli elementi in tracce dei clinopirosseni (l'indicatore petrologico forse più importante di tutti) ed in particolare delle REE, indica inequivocabilmente un carattere distale delle peridotiti del Pollino. Infatti, nei diagrammi di figura 10.35 sono messi a confronto i pattern delle REE normalizzate a condrite dei clinopirosseni delle due tipologie di peridotiti del Pollino con quelli dei clinopirosseni delle Liguridi interne ed esterne, e di alcuni massicci ofiolitici considerati di tipo intra-bacinale. In entrambi i casi, le HREE non forniscono informazioni per discriminare il carattere distale o marginale delle peridotiti del Pollino, mentre le LREE sono altamente significative in tal senso. Emerge chiara differenza tra le concentrazioni di LREE dei clinopirosseni tra le due tipologie di peridotiti del Pollino, che mostrano concentrazioni tra 5 e 0,1 volte la condrite e quelli delle Liguridi esterne che posseggono concentrazioni di 10 volte la condrite. Inoltre le peridotiti con anfibolo del Pollino posseggono clinopirosseni meno impoveriti in LREE rispetto a quelli delle Liguridi Interne ma che sono indistinguibili dai clinopirosseni delle peridotiti del massiccio distale di Lanzo. Questa caratteristica è spiegabile tenendo conto che, come emerso dall'analisi dei pattern delle REE dei clinopirosseni, le peridotiti del Pollino sono state soggette a fenomeni di percolazione reattiva in facies a spinello, riconosciuti nel massiccio distale di Lanzo (*Piccardo et al., 2007a*) ma non segnalati nelle ofioliti delle Liguridi Interne. Al contrario i clinopirosseni delle peridotiti senza anfibolo, mostrano pattern nella regione delle LREE che si avvicinano a quelli dei clinopirosseni delle Liguridi Interne, ma anche in questo caso sono più simili ai pattern dei clinopirosseni di un altro massiccio ofiolitico distale, che è Erro-Tobbio (*Piccardo e Vissers, 2007*). Ciò è probabilmente dovuto al fatto che le peridotiti senza anfibolo essendo rappresentative di un mantello sottoposto ad un grado di fusione più alto rispetto a quelle con anfibolo, tendono a risentire meno dell'interazione melt-rock poiché sarebbero necessari grossi quantitativi di melt per riarricchire le LREE ai livelli originari.

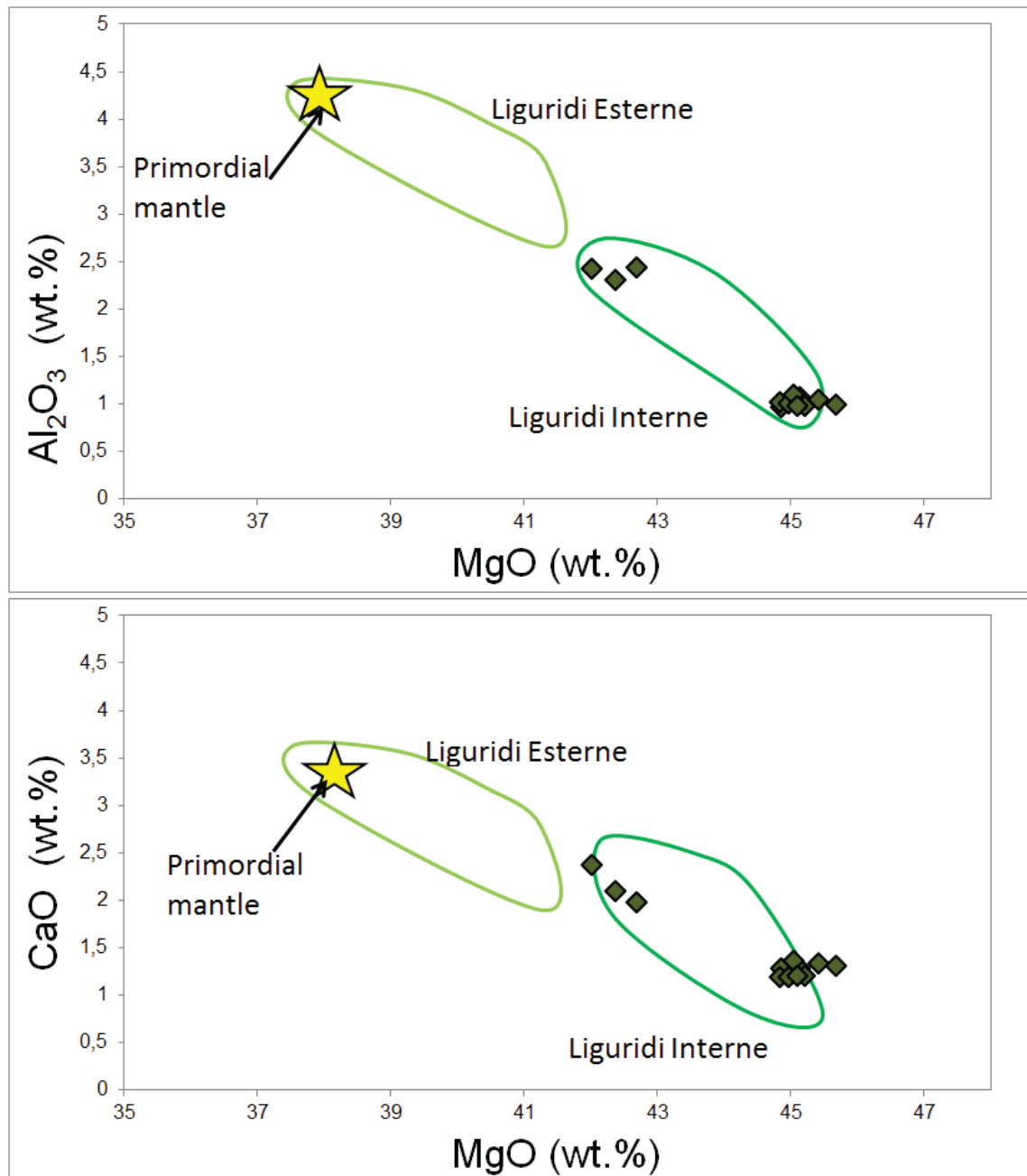


Figura 10.32 – Diagrammi di variazione MgO (wt.%) vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt.%) ed MgO (wt.%) vs CaO (wt.%) in cui è mostrata la variazione composizionale delle peridotiti del Pollino. I campi che indicano le composizioni delle peridotiti di Liguridi Esterne e Liguridi Interne e la composizione del Primordial Mantle, sono ridisegnati da Rampone e Piccardo, 2000.

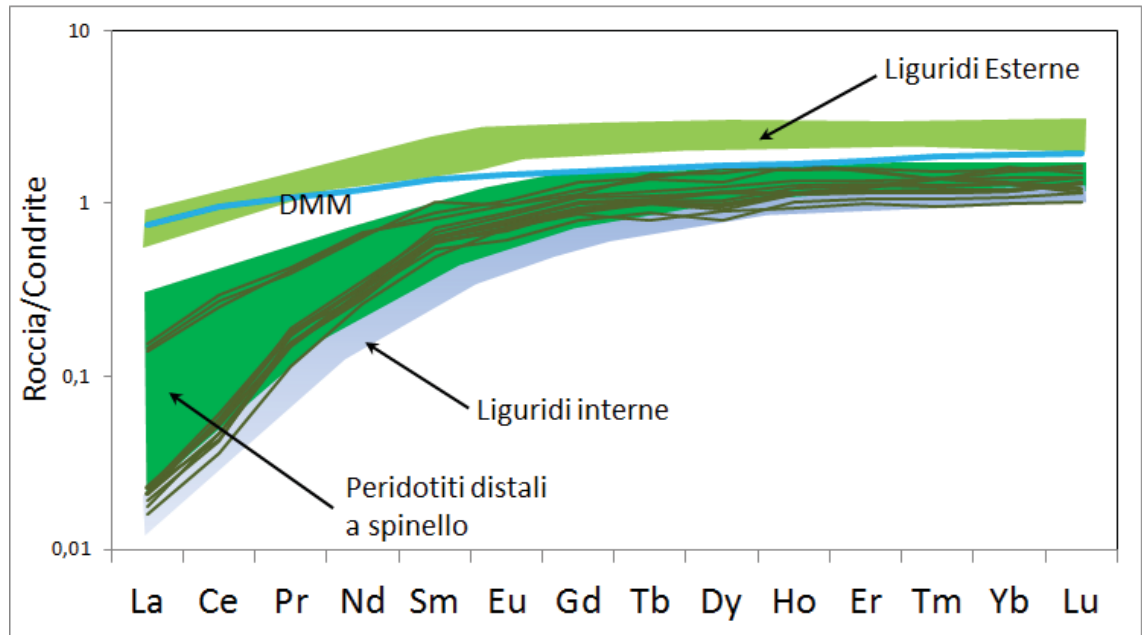


Figura 10.33 – Pattern di distribuzione delle REE normalizzate a condrite delle peridotiti del Pollino. I campi che indicano le composizioni delle peridotiti di Liguridi Esterne e Liguridi Interne sono ridisegnati da Rampone e Piccardo, 2000. DMM (Depleted MORB Mantle da Workman e Hart, 2005).

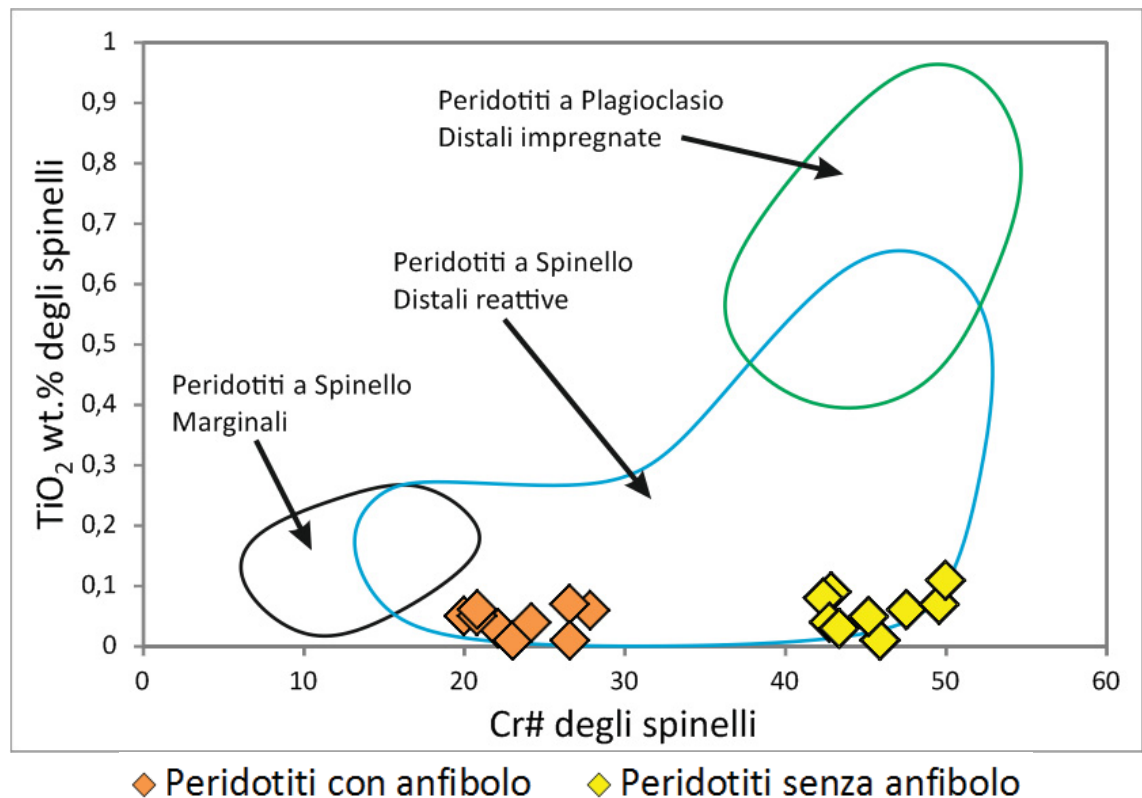


Figura 10.34 – Diagramma di variazione Cr# vs.  $\text{TiO}_2$  (wt.%) in cui è mostrata la composizione degli spinelli analizzati nelle peridotiti del Pollino, paragonata a quella delle diverse tipologie di peridotiti riconosciute nei massicci ofiolitici di Alpi ed Appennino Settentrionale. I campi composizionali utilizzati per paragone sono ridisegnati da Piccardo et al., 2009a.



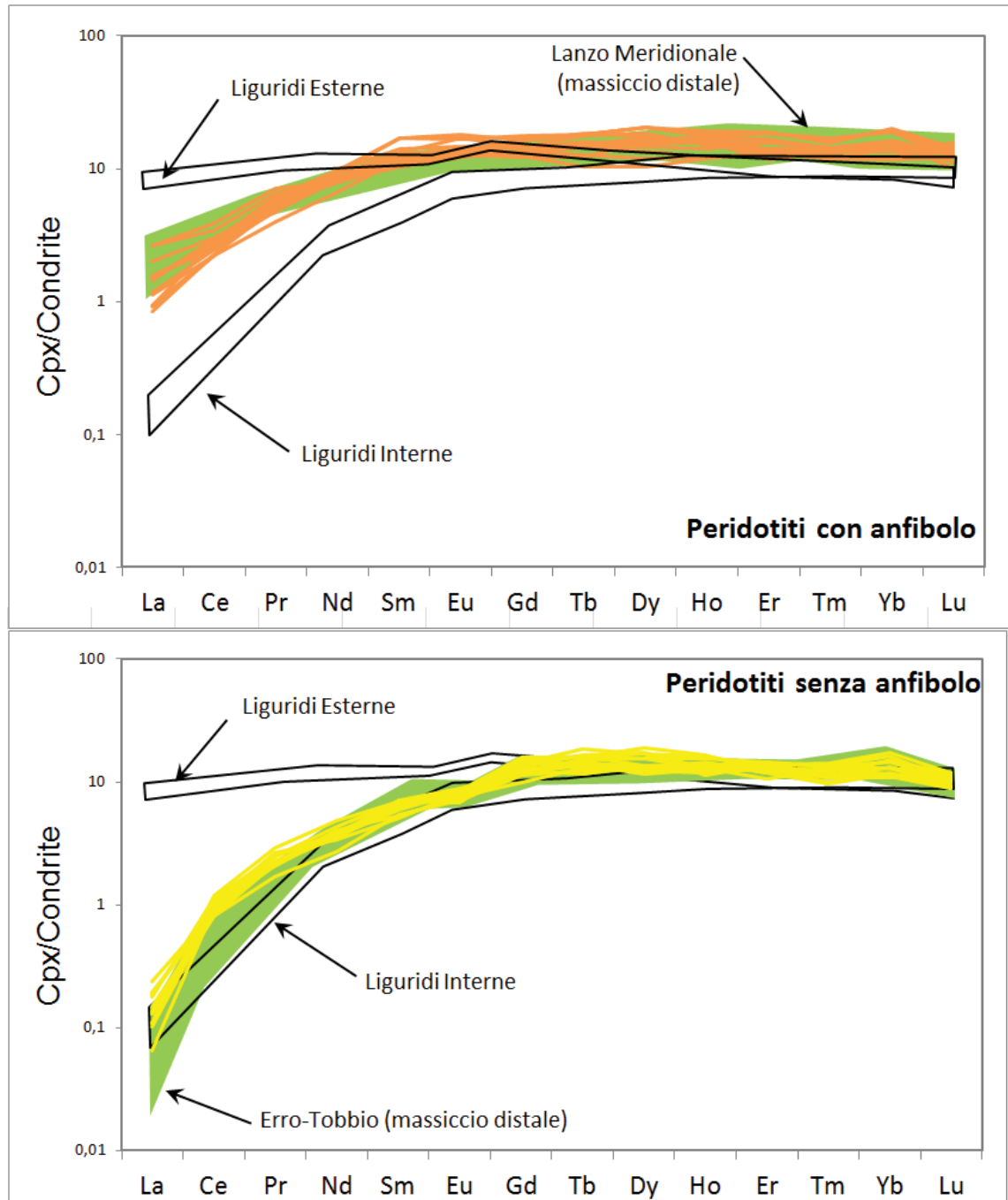


Figura 10.35 – Diagrammi di distribuzione delle REE dei clinopirosseni analizzati nelle peridotiti con e senza anfibolo del Pollino, confrontati con i pattern delle REE dei clinopirosseni di altri massicci ofiolitici delle Alpi e degli Appennini Settentrionali. I campi di Liguridi Esterne e Liguridi Interne sono ridisegnati da Rampone e Piccardo, 2000, quelli di Erro-Tobbio da Piccardo e Vissers, 2007, quelli di Lanzo Meridionale da Piccardo et al., 2007.

#### 10.4.6. Evoluzione geodinamica del Settore Meridionale della Tetide Ligure

Sulla base delle evidenze strutturali esistenti in letteratura e dai nuovi dati petrologici prodotti in questo lavoro di tesi è possibile ritenere le ofioliti del Pollino simili a quelle dei massicci ofiolitici distali delle Alpi e degli Appennini Settentrionali e, quindi, è ragionevole che anch'esse derivino dal bacino oceanico della Tetide Ligure. Per questo motivo, anche per le ofioliti del Pollino è possibile spiegare le loro caratteristiche geochemiche applicando lo stesso modello di evoluzione della Tetide proposto per le ofioliti Alpine ed Appenniniche (Fig. 10.36). Brun e Beslier nel 1996 proposero un modello di esumazione del mantello litosferico sul fondo oceanico in ambienti di espansione oceanica. Questo modello è stato adottato per descrivere l'evoluzione tettonica dell'Area Mediterranea durante l'apertura della Tetide Ligure (*Piccardo et al., 2009a e riferimenti citati*), sulla base di alcune evidenze petrologiche riscontrate nelle peridotiti dei massicci ofiolitici delle Alpi e degli Appennini Settentrionali, in particolare l'evidenza delle risalite e della fusione per decompressione del mantello astenosferico durante la distensione della litosfera e l'infiltrazione di melt MORB/OIB di origine astenosferica intrappolati nel mantello litosferico soprastante. Questi due processi, infatti, sono intimamente legati tra di loro poiché, in accordo col modello di Brun e Beslier (1996) l'assottigliamento della litosfera induce la risalita di mantello astenosferico e la sua fusione parziale per decompressione adiabatica. Come indicato da datazioni prodotte sulle rocce gabbroidi dei complessi ofiolitici marginali Alpini (Erro-Tobbio:  $180 \pm 14$  Ma, *Borghini et al., 2007*; Liguridi Esterne:  $179 \pm 9$  Ma, *Tribuzio et al., 2004*), l'inizio delle fusione parziale del mantello astenosferico è da ritenersi in atto, già all'inizio del Giurassico e di conseguenza, la formazione delle clinopiroseniti cumulitiche deve essere di poco antecedente (si veda par. 10.3). Invece, da datazioni sulle peridotiti distali forniscono un'età compresa tra 164 e 150 Ma (*Piccardo e Guarnieri, 2009; Piccardo et al., 2009b*), indicando che i processi di percolazione reattiva del mantello litosferico da parte di fusi di provenienza astenosferica formati per fusione parziale di una sorgente DM in condizioni di facies a spinello (*Piccardo et al., 2007a, 2007b; Piccardo e Vissers, 2007*) si sono verificati nel Primo-Medio Giurassico. Infatti, la mancanza di significativi volumi di basalti MORB associati alle peridotiti e alle rocce gabbroidi di questa età indica che questi fusi sono stati quasi completamente intrappolati nel mantello litosferico soprastante l'astenosfera, senza raggiungere il fondale oceanico della Tetide Ligure. Ciò è indice della natura non vulcanica dei margini di questo rift, di fatto passivo. L'intrappolamento dei melt nell'astenosfera ha indotto una limitata produzione di nuova crosta oceanica e ciò avrebbe determinato un

basso tasso di espansione del bacino oceanico della Tetide Ligure, come proposto recentemente anche da Cristi Sansone et al. (2011). Di conseguenza, la Tetide Ligure, probabilmente non ha raggiunto uno stadio di oceanizzazione matura, caratterizzato cioè dalla completa separazione della litosfera Europea da quella Africana, come testimonia il fatto che le peridotiti degli ambienti più distali, quali sono anche le peridotiti del Pollino, rappresentano un mantello litosferico esposto sul fondale oceanico verso la fine del Giurassico, caratterizzato da una significativa modificazione composizionale indotta come già detto, da interazione melt-rock. Alla fine del Giurassico, la Tetide nell'area mediterranea ha raggiunto il momento di massima espansione. Una paleogeografia semplificata del Mediterraneo riferita a quest'era è mostrata in figura 10.37 in cui sono mostrati i due margini continentali, europeo ed africano, separati dalla litosfera del bacino tetideo. Riferendosi a questa paleogeografia è stato prodotto un cartoon che mostra l'approssimativa posizione paleo-geografica dei diversi massicci affioranti nelle Alpi e negli Appennini, desunta dalle caratteristiche petrologiche mostrate da ognuno di essi. Durante la chiusura della Tetide, tra 145 e 60 Ma fa circa, si è avuta l'obduzione delle ofioliti dei massicci che oggi affiorano nelle Alpi e negli Appennini Settentrionali, ma non di quelle dei Monti del Pollino (Fig. 10.38). A questa conclusione si perviene accordando i dati petrologici prodotti in questa tesi con quelli geologico-strutturali presenti in letteratura. Infatti, esiste un forte vincolo geologico che lega le ofioliti dei Monti dal Pollino all'unità del Frido. Vitale et al. (2013) fanno infatti notare che l'unità del Frido è stata inglobata per seppellimento nel LAC (Cuneo di Accrezione Ligure) a partire dall'oligocene superiore, raggiungendo condizioni di metamorfismo HP/LT in facies scisti blu testimoniato dalla presenza di anfibolo alcalino blu nella paragenesi metamorfica, per esse poi esumato nel Miocene superiore (Tortoniano). Condizioni di metamorfismo praticamente identiche sono state trovate nei meta-basalti ofiolitici associati all'unità del Frido. Su queste basi deve ritenersi che queste due unità tettoniche abbiano subito la stessa storia metamorfica e che, quindi, anche le ofioliti del Pollino siano state inglobate per seppellimento nel LAC durante l'Oligocene ed esumate nel Tortoniano. Su questa base Vitale et al. (2013) e Cristi Sansone et al. (2011) ritengono che l'ambiente di formazione di queste unità tettoniche corrisponda ad un dominio OCT (transizione oceano-continente). Tuttavia, se fosse questo il caso le peridotiti dovrebbero essere petrologicamente simili a quelle di un mantello litosferico sub-continentale non interessato da fenomeni di fusione parziale. I dati prodotti in questo lavoro di tesi indicano invece che queste peridotiti rappresentano un mantello impoverito interessato quindi da importanti fenomeni di fusione parziale rifertilizzato

per percolazione reattiva da parte di fusi astenosferici. Per spiegare questa incongruenza si è ipotizzato che le ofioliti del Pollino possano aver formato, nelle prime fasi della nuova subduzione W-direct della litosfera oceanica tetidea sotto il margine europeo, un proprio cuneo di accrezione che è stato però smantellato ed i cui resti si sono depositati nell'adiacente bacino di sedimentazione delle Liguridi, la cui unità più esterna è appunto il Frido. Vitale et al. (2013) ritengono l'età di formazione LAC approssimativamente oligocenica, tuttavia dati geocronologici molto recenti indicano che l'inizio della nuova fase di subduzione al di sotto del blocco Sardo-Corso-Calabro potrebbe anche essere Eocenica (*Shimabukuro et al., 2012*) e quindi sarebbe trascorso il tempo necessario per la formazione e la distruzione di un cuneo di accrezione costituito da sole litologie di natura oceanica.

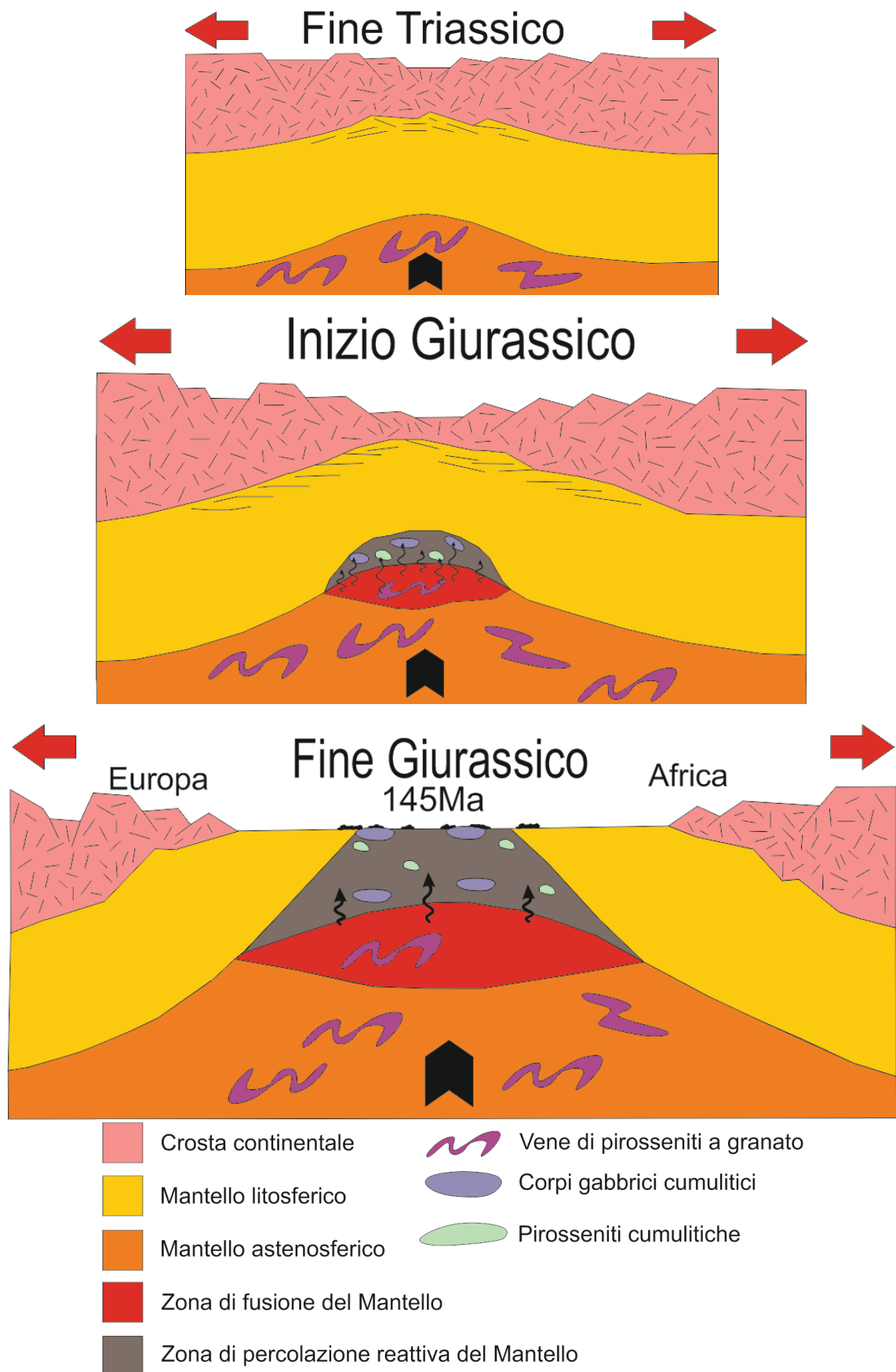


Figura 10.36 – Schema semplificato di aperture delle Tetide secondo il modello di espansione lenta ed esumazione del mantello di Brun e Beslier 1996. Si veda il testo per maggiori dettagli.



## Fine Giurassico (145Ma)

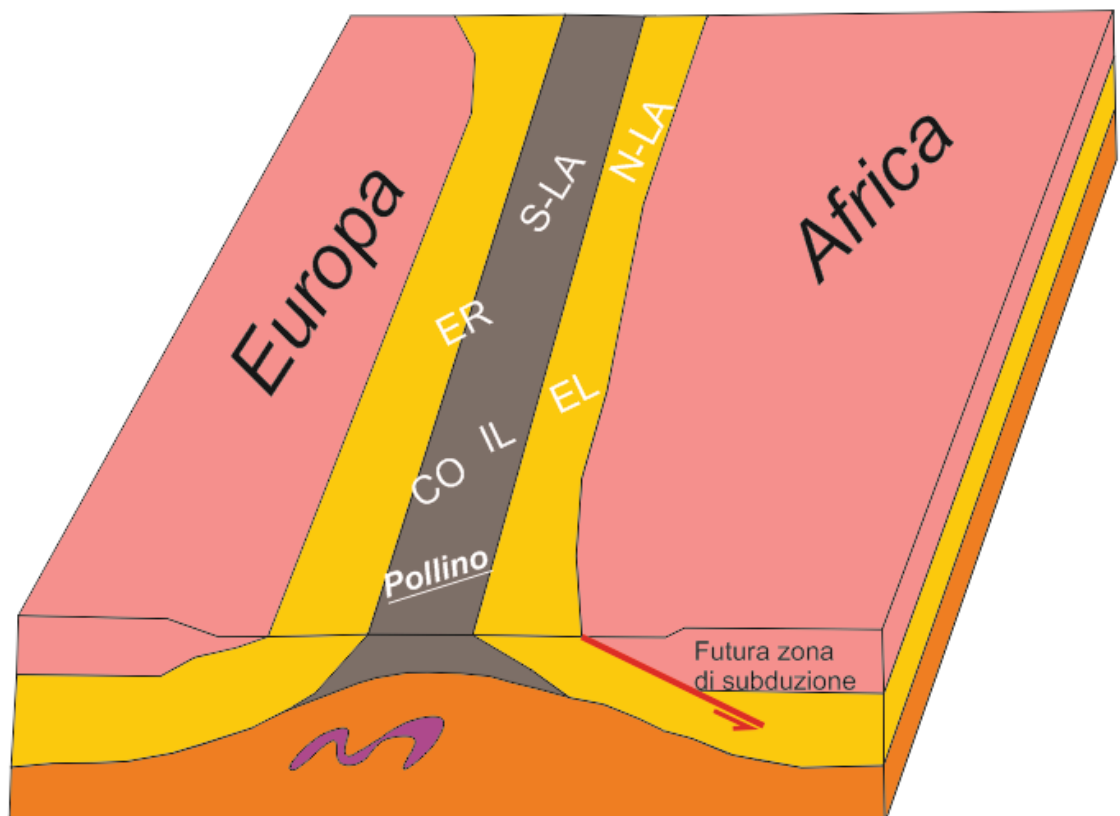
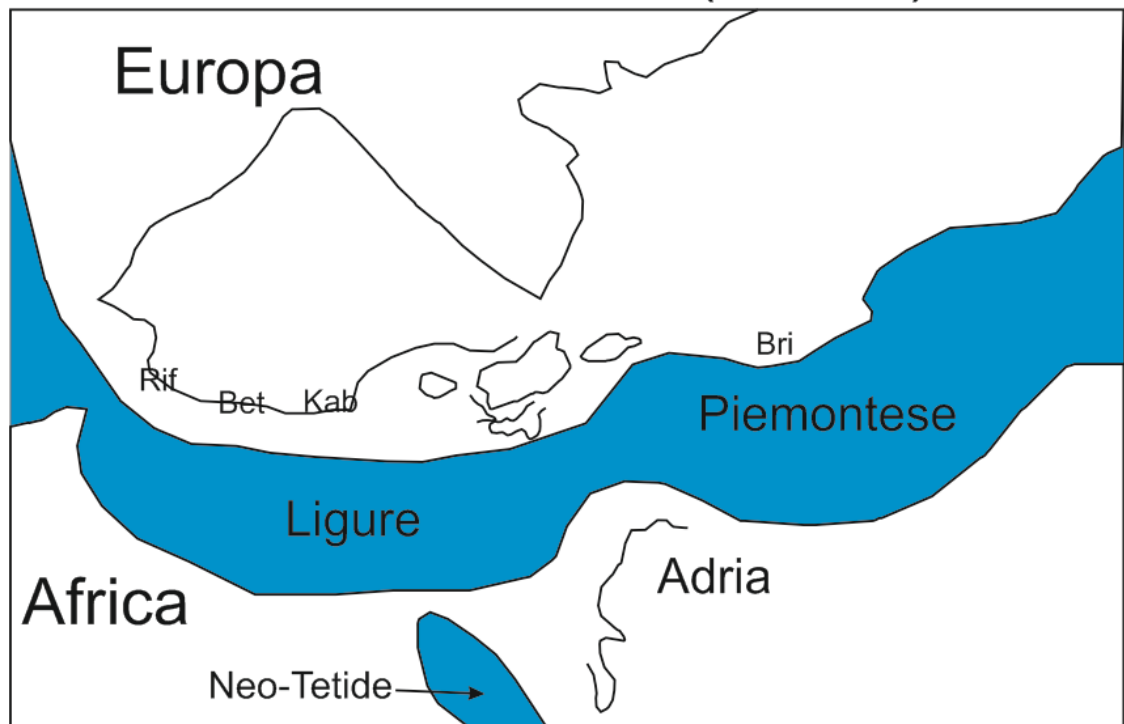


Figura 10.37 – Lo sketch map mostra la paleogeografia dell'area mediterranea nel momento di massima espansione delle Tetide, nel Tardo Giurassico (ridisegnata da Stampfli e Hochard, 2009). Il cartoon mostra invece l'approssimativa originaria posizione delle rocce ofiolitiche dei diversi massicci ofiolitici delle Alpi e degli Appennini (ridisegnata da Piccardo et al., 2009a).

## Paleocene (60Ma)

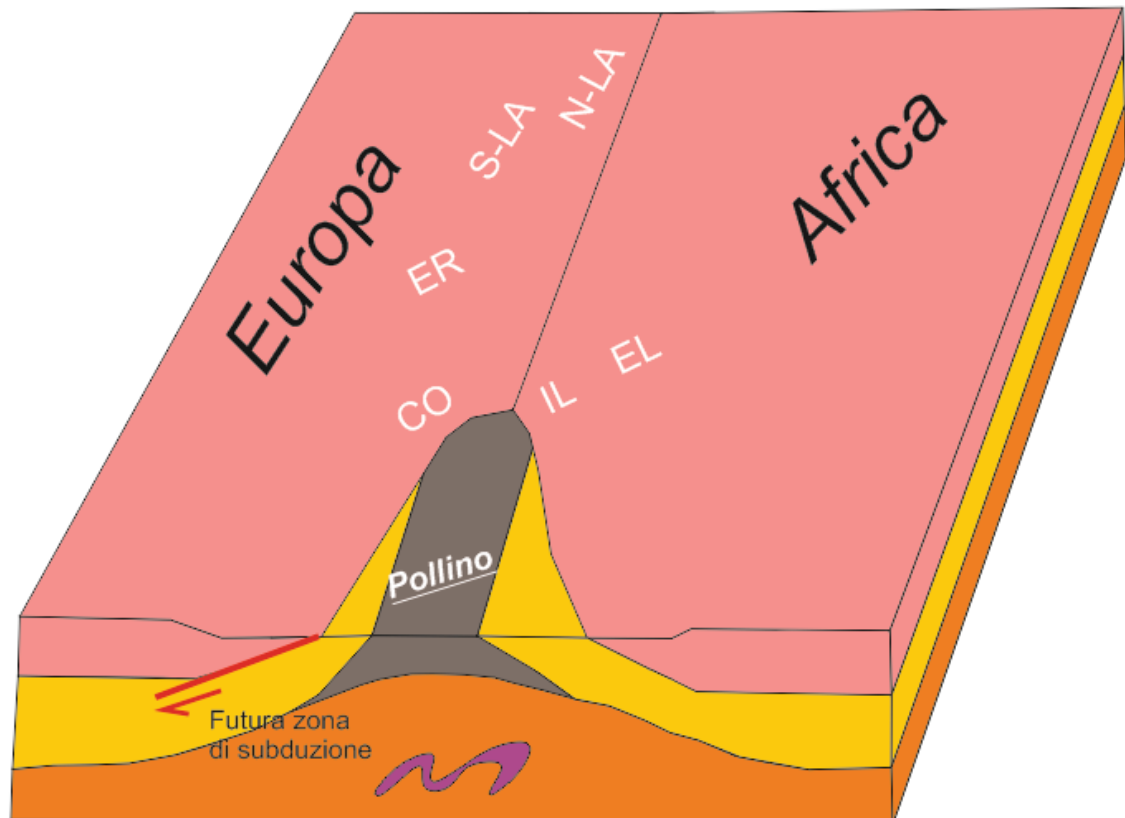
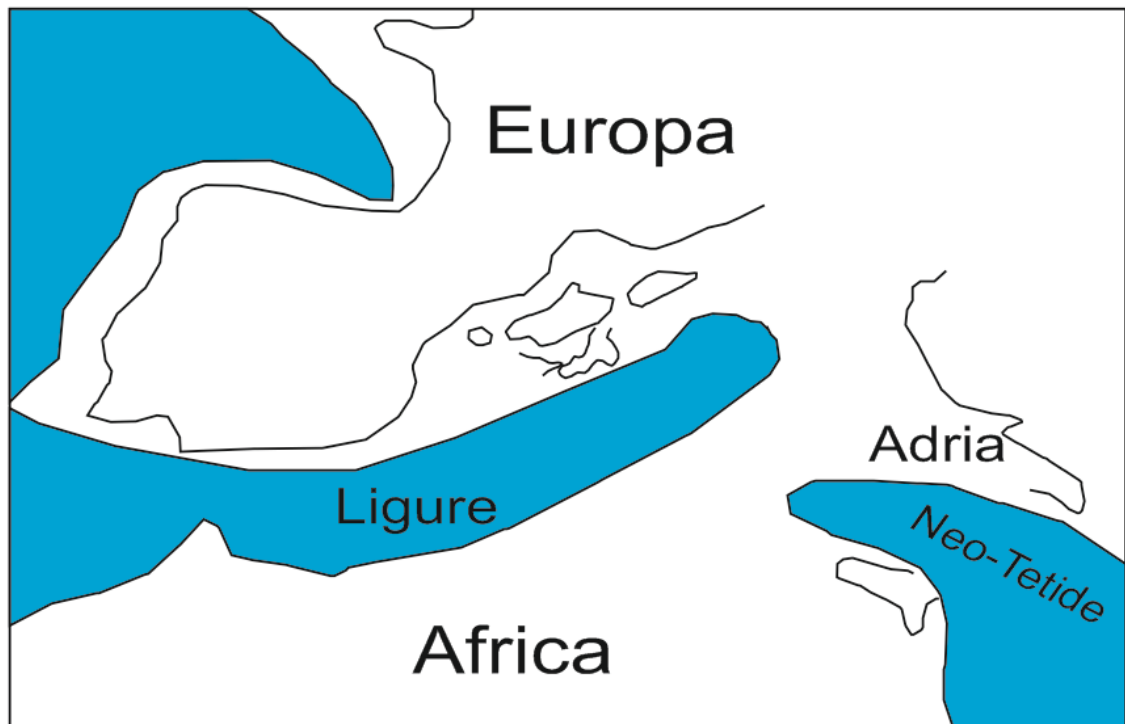


Figura 10.38 – Lo sketch map mostra la paleogeografia semplificata dell'area mediterranea dopo l'Orogenesi Alpina all'inizio dell'Eocene (ridisegnata da Stampfli e Hochard, 2009). Il cartoon mostra invece l'approssimativa posizione delle rocce ofiolitiche dei diversi massicci ofiolitici delle Alpi e degli Appennini dopo la loro obduzione (ridisegnata da Piccardo et al., 2009a).

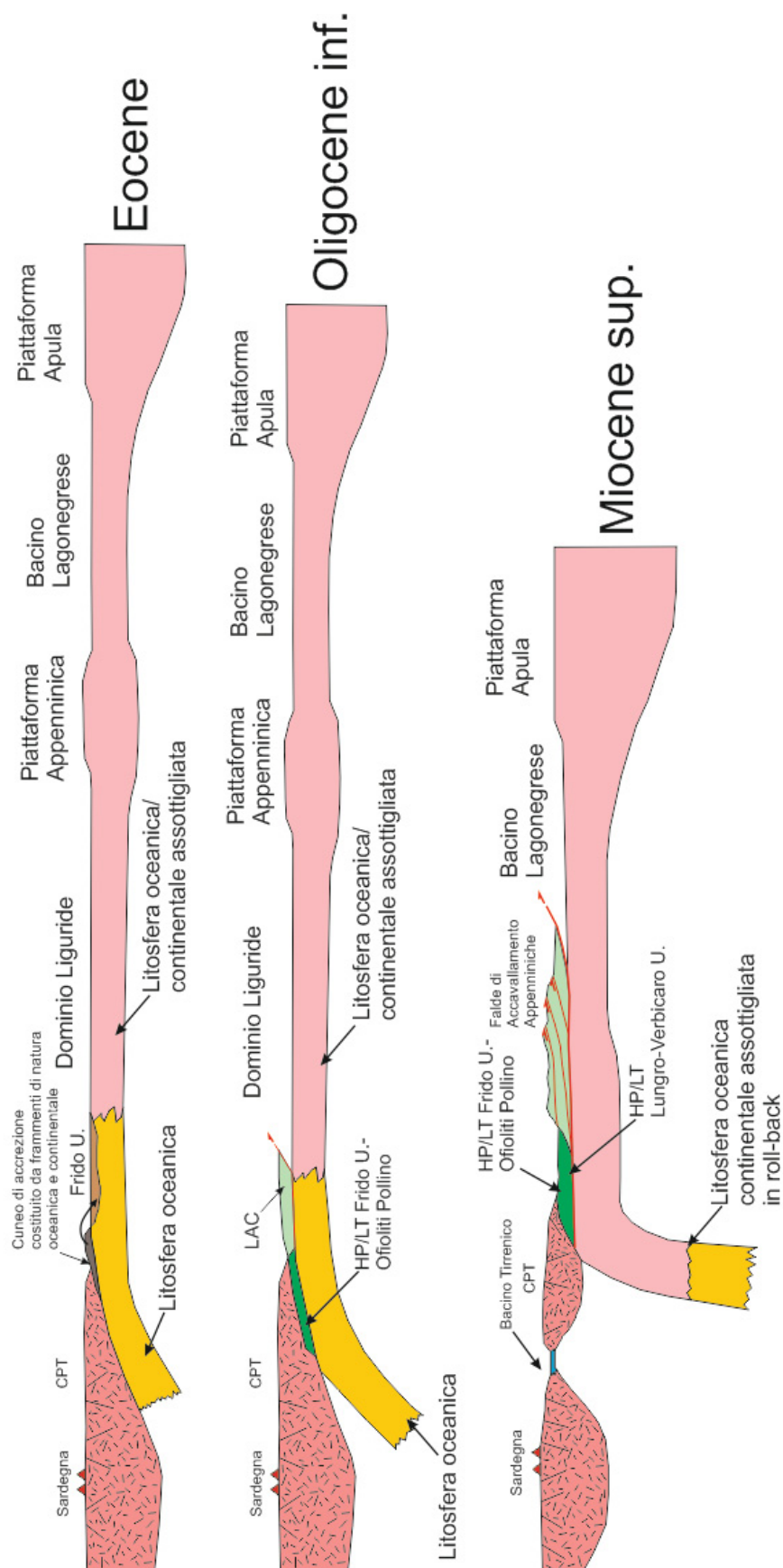


Figura 10.39 – Schema geodinamico semplificato che mostra la possibile evoluzione tettonica delle Ofioliti dei Monti del Pollino e dell'Unità del Frido strettamente legata ad esse (ridisegnata da Vitale et al., 21013).

# PARTE 5

Il magmatismo di  
subduzione napoletano:  
nuovi dati sulle  
caratteristiche della  
componente sedimentaria

## 11. INDAGINI SULLA COMPONENTE ARRICCHITA DELLE SORGENTI DEL VULCANISMO NAPOLETANO

### 11.1. Premessa

Nel complesso del magmatismo del Mediterraneo Occidentale, l'area vulcanica Campana (Italia Meridionale) è una delle più interessanti. Quest'area è stata il sito di una intensa attività vulcanica Plio-Quaternaria a partire da circa 40 ka fa, localizzata principalmente al complesso vulcanico del Somma-Vesuvio (SV) e al Distretto Vulcanico Flegreo (PVD). I prodotti di questa attività mostrano caratteristiche isotopiche e geochemiche tipiche di magmatismo legato a subduzione, per il quale è considerato fondamentale l'arricchimento indotto dall'interazione tra il materiale sedimentario subdotto ed il soprastante cuneo di mantello. La genesi dei magmi di subduzione è un processo molto complesso a causa del grosso numero di fattori coinvolti, come la mineralogia e la composizione chimica del mantello originale, la presenza o assenza di fluidi/fusi e la loro natura e origine, la profondità della sorgente, il grado di fusione parziale, la temperatura e la pressione di confinamento (*Gill, 1981; Wilson, 1989; Pearce e Peate, 1995; Class et al., 2000; Hanyu et al., 2006; Handley et al., 2007; Leslie et al., 2009; Vigoroux et al., 2012*). Tuttavia, le rocce vulcaniche mafiche degli ambienti di subduzione di tutto il mondo posseggono un distintivo pattern di distribuzione degli elementi in traccia caratterizzato da forti arricchimenti in elementi LILE (specialmente Pb) rispetto agli HFSE (notevoli gli impoverimenti di Nb, Ta e Ti) e alle REE. Questo carattere comune è ritenuto essere il risultato dell'interazione tra il mantello pre-subduzione ed uno o più agenti arricchenti provenienti dallo slab. Il mantello pre-arricchimento può essere di diversa natura, di tipo MORB (*Münker, 2000*) o di tipo OIB (*Peate et al., 1997*). Per quanto riguarda gli agenti arricchenti invece, esistono molteplici ipotesi. Alcuni autori ritengono che il principale agente arricchente proveniente dallo slab siano i fluidi acquosi rilasciati durante la progressiva disidratazione della crosta oceanica basaltica e dei sedimenti pelagici (*Ryan et al., 1995; Bizimis et al., 2000; Dorendorf et al., 2000; Handley et al., 2007; Vigoroux et al., 2012*) mentre altri autori ritengono che ci sia anche il coinvolgimento di melts derivanti dalla fusione parziale dei sedimenti dello slab (*Elliott et al., 1997; Turner et al., 1997; Elburg and Foden, 1998; Johnson and Plank, 1999; Class et al., 2000; Hanyu et al., 2006; Leslie et al., 2009*). Ognuno di questi agenti arricchenti possiede una sua impronta geochemica



ed isotopica, difficile da quantificare. Inoltre, è oramai da tempo accettato che la mobilità degli elementi in traccia sia molto differente tra fluidi acquosi e melts provenienti dallo slab (*Brenan et al., 1995; Ayers, 1998; Johnson and Plank, 1999; Pearce et al., 1999; Becker et al., 2000; Walker et al., 2001; Hanyu et al., 2006; Handley et al., 2007; Leslie et al., 2009; Vigoroux et al., 2012*). Se il principale agente arricchente sono i fluidi acquosi, i LILE sono tendenzialmente mobilizzati in maggior misura dallo slab e trasferiti nel mantello, mentre gli HFSE tendono a restare nello slab a causa della loro bassa mobilità in acqua e alle loro basse concentrazioni nei sedimenti pelagici (*Plank e Langmuir, 1998*). Al contrario, se il principale agente arricchente sono i melts, gli HFSE sono parzialmente mobilizzati insieme ai LILE. Tuttavia, non è facile determinare quali elementi sono ritenuti nello slab e quali trasferiti nel mantello da una fase fluida (acquosa e/o silicatica) e in quali concentrazioni, poiché ciò dipende in maniera significativa dalla presenza o meno di fasi minerali residuali nello slab. Ad ogni modo, tenendo conto del differente comportamento degli elementi in traccia, è possibile discriminare i differenti contributi portati dagli agenti arricchenti al mantello. Lo scopo ultimo di questa tesi, come accennato all'inizio, è quello di meglio identificare la composizione del mantello sorgente del magmatismo dell'area napoletana, molto poco conosciuto data la scarsità di rocce mafiche, in generale, ed ancor meno di rocce con caratteristiche geochemiche primitive. In tal senso, per fare delle valide ipotesi sulle caratteristiche della sorgente mantellica del magmatismo dell'area napoletana, sono state utilizzate le rocce ignee dai caratteri geochemici più mafici, affioranti in quest'area. Di tutte le rocce magmatiche quaternarie messe in posto nell'area napoletana, solo all'isola di Procida si rinvencono dei litici lavici mafici e potassici, occorrenti nei prodotti idromagmatici dell'eruzione di Solchiaro (*D'Antonio e Di Girolamo, 1994; D'Antonio et al., 1996, 1999a, 2007; De Astis et al., 2004*), la cui età è di circa 22 ka fa (*Perrotta et al., 2010 e riferimenti citati*). Queste rocce mostrano caratteri geochemici considerati tipicamente primitivi, cioè di liquidi originatisi in equilibrio con la sorgente mantellica e che non hanno subito significative modificazioni composizionali. Questi litici lavici forniscono, pertanto, l'unica e significativa opportunità di studiare il mantello sorgente di quest'area vulcanica. Infatti, nessuno dei prodotti ignei messi in posto dal complesso vulcanico del Somma-Vesuvio mostra caratteri geochemici che si avvicinano a quelli di composizioni primitive, fatta eccezione per alcune melt inclusions trovate in cristalli di olivina fortemente magnesifera (*Schiano et al., 2004*). Per questo motivo, per conseguire l'obiettivo di questo studio, nel nostro approccio geochemico ci si è concentrati sui frammenti di lava K-basaltica di

Procida. In precedenti tentativi di modellizzare l'arricchimento del mantello da parte dei materiali sedimentari sono state utilizzate composizioni medie di sedimenti disponibili in letteratura (*D'Antonio et al, 1999a, 2007, 2013; Tonarini et al, 2004; Piochi et al, 2004*). Al contrario, in questo lavoro di tesi si sono utilizzati i sedimenti pelagici (Formazione delle Crete Nere e di Timpa delle Murge) e le rocce basaltiche di crosta oceanica campionati nel sito di Timpa delle Murge lungo il versante settentrionale dei Monti del Pollino in Basilicata (Italia Meridionale) per meglio definire l'agente arricchente (fluidi acquosi e/o melts dai sedimenti o fluidi acquosi e/o melts dalle rocce tipo MORB). Queste rocce di derivazione oceanica rappresentano terreni obdotti sul margine occidentale della micro-placca Adria durante l'orogenesi Appenninica (*Vitale e Ciarcia, 2013 e riferimenti citati*) e rappresentano quindi il materiale che più verosimilmente è stato subdotto nel mantello durante la chiusura del ramo Ligure delle Tetide. Inoltre, l'uso di litologie di origine Tetidea quale fonte di origine degli agenti arricchenti del mantello, permette anche di eseguire una stima dell'età dell'evento di arricchimento del settore mantellico sottostante l'area vulcanica napoletana, consentendo una più completa comprensione del sistema di alimentazione dei suoi magmi.

### 11.2. Breve inquadramento geologico dei vulcani napoletani

I vulcani campani sono collocati lungo un struttura tipo graben di età Plio-Pleistocenica, ad andamento NW-SE, chiamata Piana Campana (*Scandone et al., 1991*), bordata dai carbonati di piattaforma che costituiscono la Catena Appenninica (Fig. 11.1). La formazione di questa struttura è legata alla tettonica estensionale Plio-Quaternaria causata dall'aggiustamento isostatico della catena, che ha determinato la rottura del suo margine occidentale con la formazione di faglie normali ad andamento NW-SE e NE-SW, che hanno portato allo smembramento in strutture tettoniche secondarie tipo Horst e Graben (*Turco et al., 2006*). I carbonati che costituiscono il substrato della Piana Campana sono stati progressivamente ricoperti da sedimenti terrigeni e da diverse centinaia di metri di prodotti vulcanici di diversa origine (*Brocchini et al., 2001*). Questo graben regionale, infatti, include le aree vulcaniche del Distretto Vulcanico Flegreo (PVD), del Somma-Vesuvio (SV) e del Roccamonfina, ed è stato, pertanto, identificato come Campanian Volcanic Zone (*Rolandi et al., 2003*). Il PVD (Fig. 11.2) è un'area vulcanica Plio-Quaternaria caratterizzata dal campo vulcanico calderizzato dei Campi Flegrei Continentali e dalla isole di Ischia e Procida (*Orsi et al., 1996*). La quasi totalità dei prodotti messi in posto nel PVD sono di origine

esplosiva e subordinatamente effusiva. La composizione chimica dei prodotti messi in posto (Fig. 11.3) varia da debolmente sottosatura a fortemente sottosatura in silice con termini che spaziano dai trachibasalti potassici alle trachiti e fonoliti (*D'Antonio et al., 1999b*). La caldera dei Campi Flegrei Continentali (CFC) è il risultato di una lunga storia vulcanica cominciata almeno 70 ka fa (età dei prodotti in affioramento più antichi datati; *Scarpati et al., 2013*) e caratterizzata da due collassi calderici. Il più vecchio, che ha prodotto la caldera più esterna, è associato all'eruzione dell'Ignimbrite Campana (*Orsi et al., 1996; Perrotta et al., 2006*), datata circa 39 ka fa (*Fedele et al., 2008 e riferimenti citati*), mentre la più giovane, che ha prodotto una caldera più piccola innestata nella precedente, è associata all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (*Orsi et al., 1992, 1995; Scarpati et al., 1993*), datata a circa 15 ka fa (*Deino et al., 2004*). I prodotti di queste due grosse eruzioni sono degli importanti marker stratigrafici (non solo a livello locale) che permettono di dividere la storia vulcanica dei Campi Flegrei in tre periodi di attività interrotti da periodi di quiescenza di durata variabile (*Di Vito et al., 1999; Orsi et al., 2004; Di Renzo et al., 2011; Fedele et al., 2011*). L'isola di Ischia rappresenta la porzione sommitale di un edificio vulcanico che si innalza dal fondo del mare nella parte NW del Golfo di Napoli. L'isola è costituita da depositi di natura vulcanica e sedimentaria (inclusi diversi prodotti di frane in depositi piroclastici sciolti). L'attività vulcanica dell'isola è stata caratterizzata da una alternanza di episodi effusivi ed esplosivi, separati da periodi di quiescenza di diversa durata. I prodotti più vecchi datati, che non sono quelli stratigraficamente più bassi in affioramento, sono stati messi in posto circa 150 ka fa (*Vezzoli, 1988*) mentre l'ultima eruzione è avvenuta nel 1302 d.C. Il prodotto vulcanico più significativo dell'isola è il Tufo Verde del Monte Epomeo, datato a circa 55 ka fa (*Brown et al., 2008*). La storia vulcanica dell'isola di Procida è stata recentemente rivisitata (*De Astis et al., 2004; Perrotta et al., 2010*). Sull'isola si riconoscono cinque edifici vulcanici monogenici (Terra Murata, Pozzo Vecchio, Vivara, Fiumicello e Solchiaro), i cui prodotti sono parzialmente intercalati con quelli di Ischia e dei Campi Flegrei Continentali (Pignatello Formation, Breccia Museo Formation e Torre Cappella Formation; *Perrotta et al., 2010 e riferimenti*). L'età di inizio e di fine dell'attività vulcanica dell'isola di Procida non è certa. Evidenze di campo e dati geocronologici permettono di restringere l'intervallo di attività tra 75 e 22 ka fa (*Perrotta et al., 2010 e riferimenti*). L'edificio di Solchiaro è uno dei più giovani di Procida (circa 22 ka) ed è il risultato di un'attività principalmente di tipo idromagmatico, anche se viene riconosciuta una fase finale di tipo magmatico. I depositi più prossimi legati a quest'eruzione sono costituiti da tufi gialli stratificati

con dispersi clasti iuvenili di natura scoriacea e litici lavici, mentre i prodotti in facies medio-distale sono costituiti da livelli di colore grigio, stratificati e ben sortiti, di lapilli scoriacei e cenere fine. I frammenti lavici utilizzati per gli scopi di questo studio (Fig. 11.4) si trovano disposti nella porzione inferiore del deposito affiorante al livello del mare lungo la spiaggia di Ciraccio (*D'Antonio e Di Girolamo, 1994*). Il SV è un vulcano composito, costituito dal più antico stratovulcano del Monte Somma e dal più recente cono del Monte Vesuvio (Fig. 11.5). La prima evidenza di una attività vulcanica nell'area del SM sono delle lave e delle piroclastiti intercalate a depositi di origine marina, che sono stati campionati in foro di sondaggio a circa 1300 m dalla superficie (Trecase well 1), datate tramite la microfauna marina a 400 ka fa (*Brocchini et al., 2001*). Questi depositi profondi sono stati successivamente ricoperti dai prodotti piroclastici dell'Ignimbrite Campana (*Brocchini et al., 2001*). L'accrescimento del Monte Somma, i cui prodotti consistono nella giustapposizione di lave e spatter (*Cioni et al., 1999; Rolandi et al., 2004; Di Renzo et al., 2007*), è terminato circa 33 ka fa, quando una serie di eventi Pliniani e sub-Pliniani (riferirsi a Santacroce et al., 2008 per una dettagliata cronologia delle eruzioni del SV) separati da periodi di quiescenza, causarono il collasso della struttura (*Cioni et al., 1999; Rolandi et al., 2004*). L'edificio originario del Monte Somma, secondo alcune ricostruzioni, doveva raggiungere circa i 2000 m sul livello del mare (*Rolandi et al., 2004*). Il collasso ha prodotto una caldera asimmetrica ellissoidica ad estensione E-W, il cui punto più alto raggiunge i 1132 m sul livello del mare (*Cioni et al., 1999*). Il bordo calderico costituisce il fianco settentrionale dell'attuale edificio vulcanico, l'unico sopravvissuto alle fasi di demolizione. Il cono del Vesuvio è cresciuto all'interno della caldera del Monte Somma, e in accordo con Cioni et al. (1999) la sua costruzione è iniziata in seguito all'eruzione di Pompei del 79 d.C. ed è proseguita con la messa in posto di prodotti lavici e piroclastiti fino al 1944, età dell'ultimo evento eruttivo documentato. Dal punto di vista composizionale, tre serie di rocce ignee sono riconosciute, ognuna differente dall'altra per età e per grado di saturazione in silice ed alcalinità (Fig. 11.6). Si riconoscono, infatti, una serie di rocce più vecchia di 8 ka, una serie di età compresa tra 8 ka fa e il 79 d.C. ed una serie di rocce più giovani del 79 d.C. Queste rocce mostrano una progressiva diminuzione del grado di saturazione in silice col tempo (da sature a fortemente sottosature) e del contenuto in K (da potassiche ad ultrapotassiche (*Santacroce et al., 2008*)).

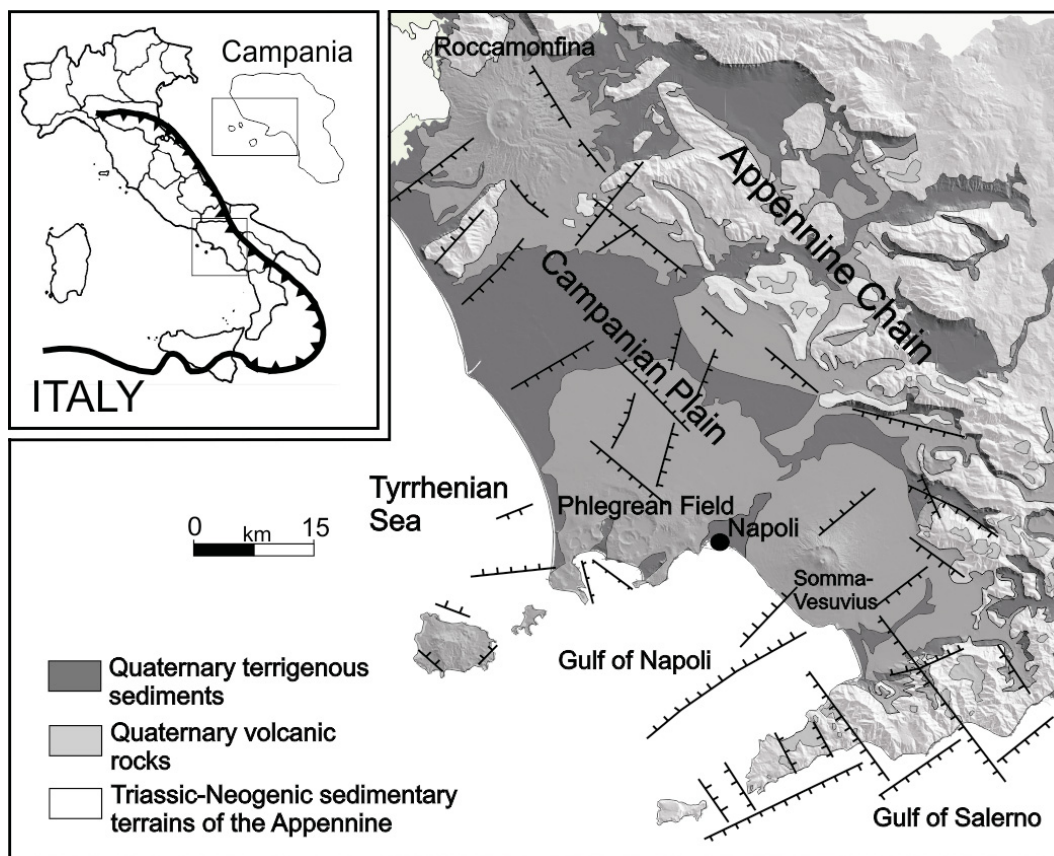


Figura 11.1 – Schema geologico-strutturale semplificato del settore occidentale dell'Appennino Meridionale.

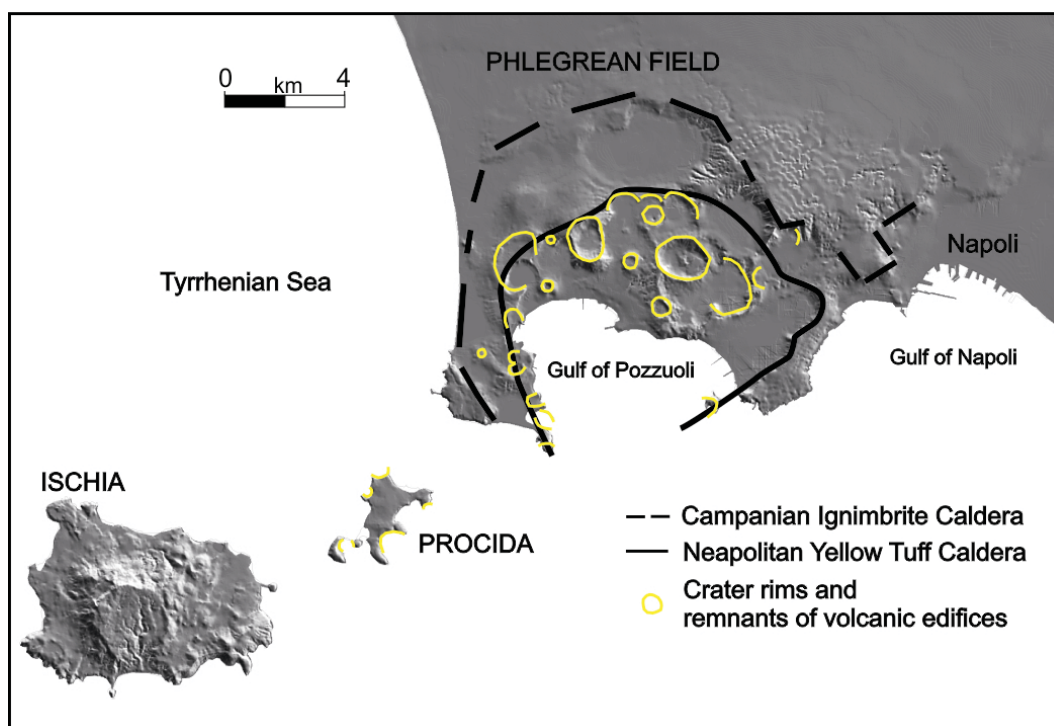


Figura 11.2 – Schema geologico-strutturale semplificato del Distretto Vulcanico Flegreo.



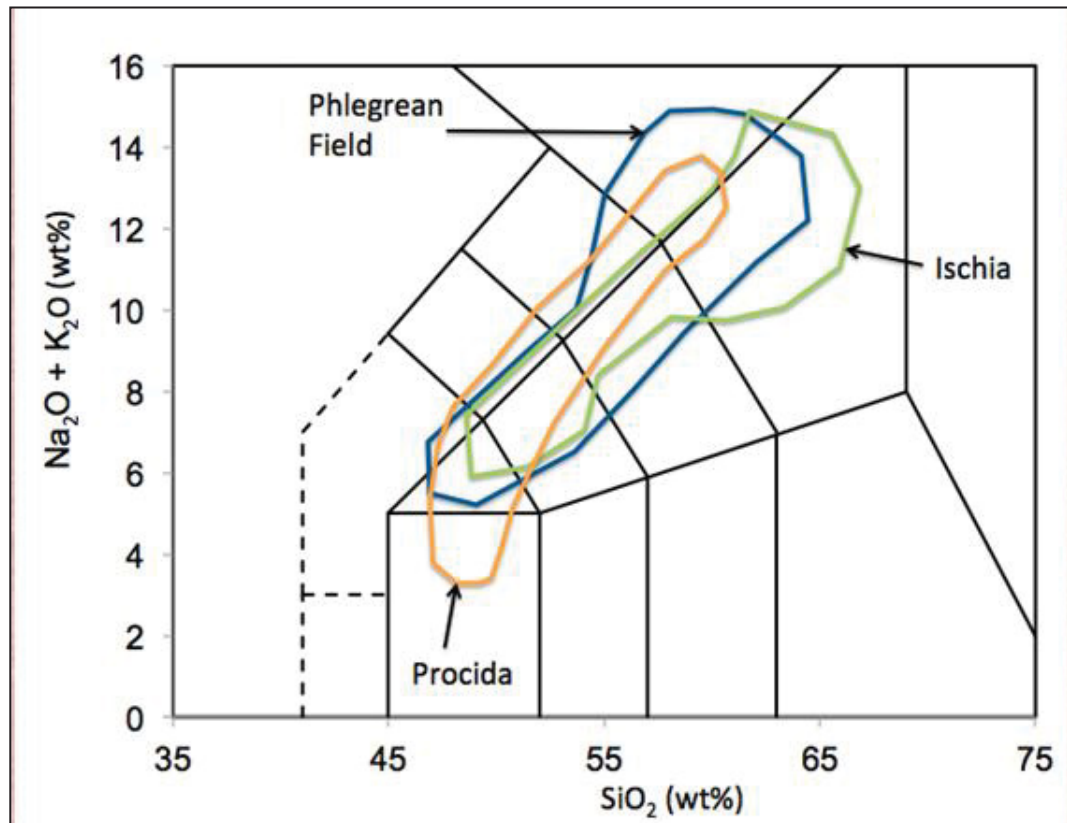


Figura 11.3 – Diagramma TAS in cui sono mostrate le composizioni dei magmi eruttati nel Distratto Vulcanico Flegreo (ridisegnata da Peccerillo, 2005).

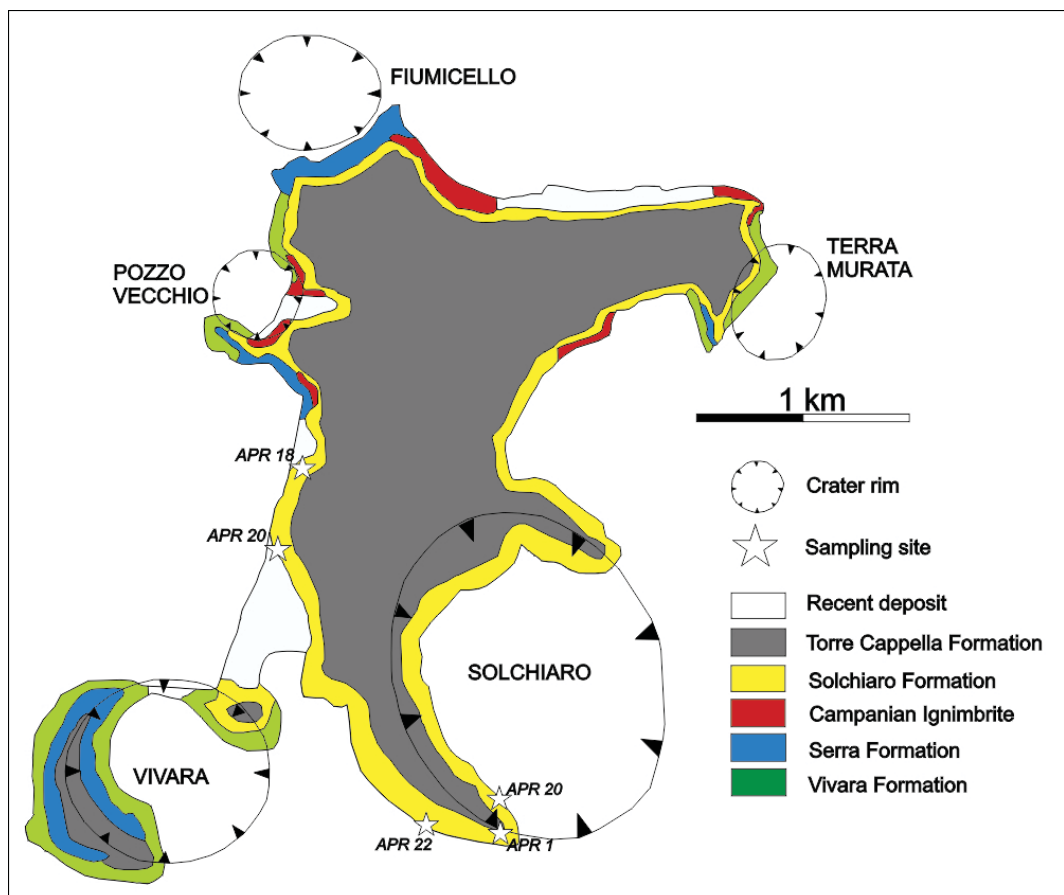


Figura 11.4 – Carta geologica semplificata dell'isola di Procida (ridisegnata da Perrotta et al., 2010) con indicati i siti di campionamento dei litici lavici mafici.

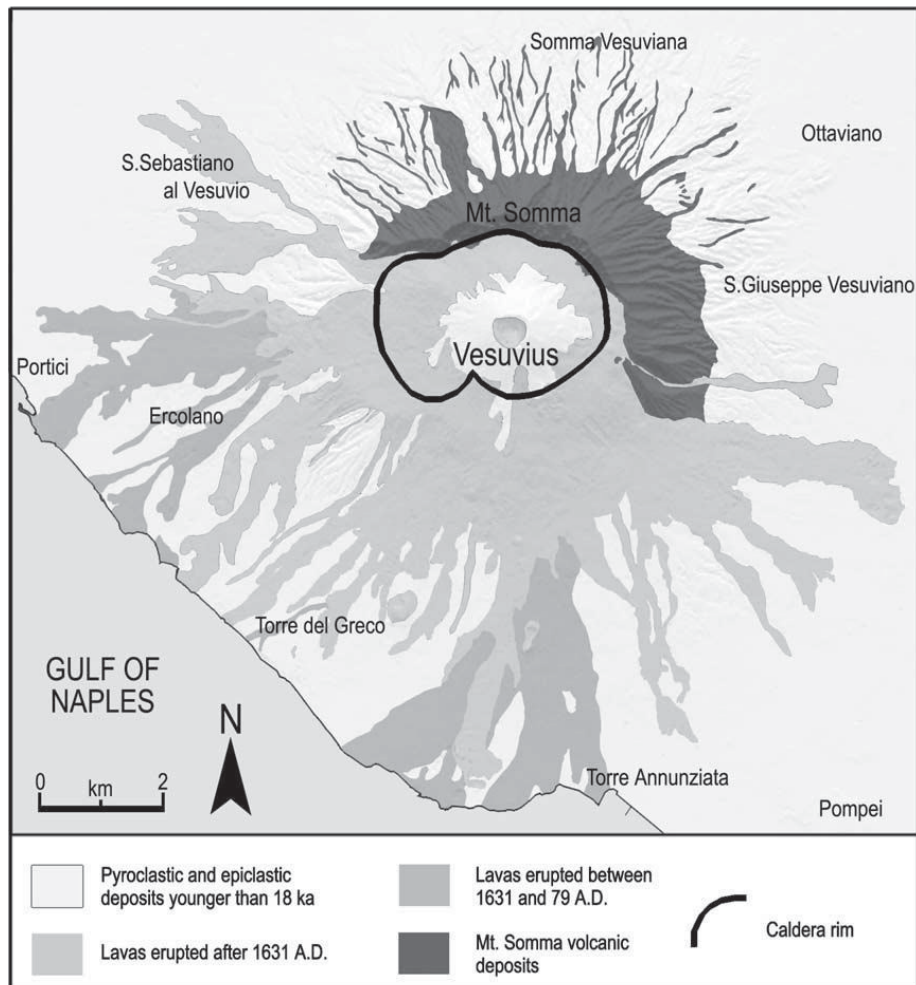


Figura 11.5 – Schema geologico-strutturale semplificato del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio (da Civetta et al. 2004).

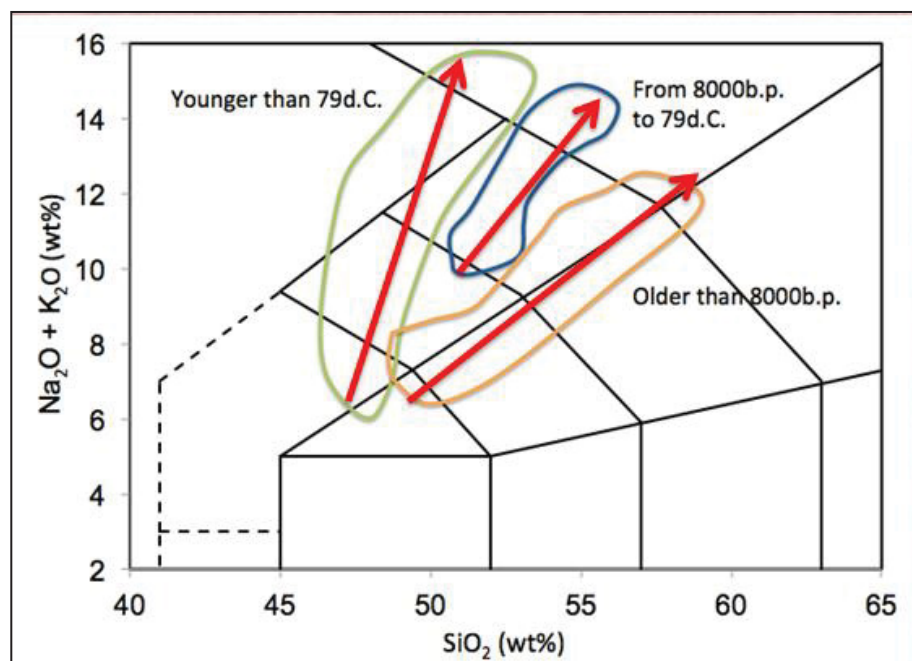


Figura 11.6 – Diagramma TAS in cui sono mostrate le composizione dei magmi eruttati nel complesso vulcanico del Somma-Vesuvio (ridisegnata da Peccerillo, 2005).

11.3. Descrizione dei litici mafici di Procida

I litici mafici campionati nell'eruzione di Solchiaro a Procida sono stati già oggetto di studio (*D'Antonio e Di Girolamo, 1994; D'Antonio et al., 1996*), ma sono stati rianalizzati in questo lavoro di tesi per ottenere una migliore precisione e accuratezza dei dati composizionali. I dati analitici ottenuti sono riportati in Tabella 11.1. Queste rocce sono classificabili come basalti in accordo con il diagramma TAS (Fig. 11.7a) e mostrano caratteristiche intermedie tra i basalti calcalcalini e quelli shoshonitici (Figg. 11.7b e 11.7c). Inoltre, tutti i campioni sono risultati essere nefelina-normativi ( $Ne_{norm} = 2,5-7$  wt.%) ma cadono nel campo delle rocce calcalcaline alte in K nel diagramma  $K_2O$  vs.  $SiO_2$ . Tuttavia il valore di  $Na_2O-K_2O$  varia tra 0,69 e 1,08, più basso del loro contenuto di  $K_2O$  (1,25-1,55) e, per questo motivo possono essere considerati come dei basalti potassici sulla base delle direttive della IUGS. I litici si presentano porfirici per fenocristalli di olivina ( $Fo = 87-80$  mol.%) e clinopirosseno ( $Wo_{46-48}En_{46-31}Fs_{6-23}$ ). La pasta di fondo è costituita dagli stessi minerali con in aggiunta plagioclasio ( $An_{79-52}$ ), Ti-magnetite ( $Usp_{4-5}$ ) e raro K-feldspato ( $Or_{42-21}$ ). Questi basalti hanno basse concentrazioni di  $SiO_2$  ( $< 50$  wt.%) ed alcali 3,9-4,6 wt.%, con rapporto  $K_2O/Na_2O \approx 0,5$ , mostrano alti contenuti di CaO ( $> 11$ wt.%) ed MgO (9-12 wt.%), e presentano un alto valore di Mg#, compreso tra 69 e 76, ed un basso rapporto  $CaO/Al_2O_3 \approx 0.8$ . Diversi elementi in traccia ricorrono in alte concentrazioni come Ni (150-200 ppm), Sc ( $> 35$  ppm), Cr (300-500 ppm), V ( $\approx 200$  ppm), Sr ( $\approx 500$  ppm) e Ba ( $\approx 500$  ppm). Tutti i campioni mostrano arricchimenti in LREE rispetto alle HREE (Fig. 11.8a), con rapporto  $(La/Lu)_N \approx 5$ , e mostrano in genere forti arricchimenti in elementi in tracce fortemente incompatibili come Rb, Ba, K, Sr (LILE) e Pb, e marcati impoverimenti in Th, Nb, Ta, Ti (HFSE) ed HREE (Fig. 11.8b). Gli elementi LILE sono arricchiti relativamente alle LREE ( $Ba/La \approx 35$ ) e sia i LILE che le LREE sono arricchiti relativamente agli HFSE ( $Ba/Nb \approx 40$  e  $La/Nb \approx 1,2$ ). La composizione isotopica dei K-basalti di Procida è caratterizzata da valori poco variabili dei diversi rapporti isotopici misurati:  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70505-0.70514$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.51270-0.51275$ ,  $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.675-18.836$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.634-15.637$ ,  $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.682-38.690$  e  $\delta^{11}B = -3,6 - -4,11$  (*D'Antonio et al., 2007 e riferimenti*). La composizione isotopica cade molto vicina a quella della BSE (diagramma  $^{87}Sr/^{86}Sr-^{143}Nd/^{144}Nd$ ) e sopra la NHRL (diagramma  $^{206}Pb/^{204}Pb-^{207}Pb/^{204}Pb$ ) (Fig. 11.9a e 11.9b).

Table 11.1 - Chemical composition of Procida mafic volcanic rocks.

Sample label	APR1	APR16	APR18	APR20	APR22
Coordinates	40°44'23.6''N 14°00'57.4''E	40°45'11.9''N 14°00'23.8''E	40°45'23.4''N 14°00'31.4''E	40°44'28.7''N 14°00'58.5''E	40°44'27.8''N 14°00'43.6''E
SiO <sub>2</sub>	48.35	49.23	49.10	48.12	47.93
TiO <sub>2</sub>	1.24	1.24	1.10	1.28	1.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.48	15.76	14.20	15.78	15.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	7.88	7.60	7.39	8.01	7.73
MnO	0.14	0.14	0.14	0.15	0.14
MgO	9.54	8.96	11.74	9.03	10.07
CaO	12.01	11.72	11.51	12.09	11.88
Na <sub>2</sub> O	2.85	2.90	2.67	3.06	2.90
K <sub>2</sub> O	1.47	1.53	1.25	1.55	1.50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.31	0.25	0.32	0.32
LOI	0.77	0.61	0.65	0.61	0.67
Sum	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Alk	4.36	4.46	3.94	4.64	4.43
FeO(t)	7.15	6.89	6.69	7.26	7.00
Mg#	70.6	70.1	75.9	69.1	72.1
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.78	0.74	0.81	0.77	0.76
Sc	37.14	35.25	37.79	35.65	37.38
V	207.47	200.35	189.23	202.87	206.45
Cr	420.55	340.75	511.14	321.95	300.19
Ni	150.31	143.45	205.17	150.97	139.64
Co	42.10	40.79	46.00	41.68	40.23
Rb	46.38	46.72	38.48	47.39	48.77
Sr	492.17	491.84	462.98	440.33	471.41
Ba	521.20	517.24	543.59	507.89	508.58
Y	20.61	20.61	20.29	20.64	20.50
Zr	102.00	104.00	92.00	104.00	103.00
Nb	12.00	13.00	11.00	11.00	11.00
Ta	0.86	0.79	0.72	0.74	0.73
Hf	2.70	2.20	2.00	2.50	2.40
Pb	13.45	7.35	5.38	6.51	6.40
Th	2.88	2.84	2.75	2.76	2.73
U	0.98	0.98	0.83	0.82	0.84
La	14.32	14.47	12.04	14.03	13.78
Ce	31.92	31.81	27.43	30.59	30.76
Pr	4.19	4.17	3.61	4.09	4.04
Nd	18.32	18.25	14.99	18.02	17.81
Sm	4.36	4.35	3.85	4.33	4.28
Eu	1.47	1.45	1.32	1.44	1.45
Gd	4.58	4.64	4.12	4.59	4.59
Tb	0.72	0.71	0.64	0.70	0.70
Dy	4.11	4.07	3.68	4.01	4.06
Ho	0.77	0.76	0.68	0.75	0.76
Er	2.13	2.11	1.89	2.07	2.11
Tm	0.28	0.28	0.26	0.28	0.28
Yb	1.83	1.83	1.73	1.77	1.77
Lu	0.27	0.27	0.24	0.27	0.27
Ba/La	36.4	35.8	45.1	36.2	36.9
Ba/Nb	43.43	39.79	49.42	46.17	46.23
La/Nb	1.19	1.11	1.09	1.28	1.25
Nb/Ta	13.9	16.5	15.3	14.9	15.1
Nb/Y	0.58	0.63	0.54	0.53	0.54
Nb/Yb	6.57	7.12	6.35	6.21	6.20
Zr/Hf	37.78	47.27	46.02	41.60	42.92
Ti/Gd	1633	1611	1608	1680	1640
Y/Yb	11.3	11.3	11.7	11.6	11.6
Th/Nd	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15
Yb/Th	0.63	0.64	0.63	0.64	0.65
La/Th	4.97	5.09	4.39	5.07	5.05
Ba/Th	180	182	198	184	186
(La/Lu) <sub>n</sub>	5.4	5.5	5.2	5.5	5.3
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr (m)	0.70514	0.70505	0.70509	0.70512	0.71513
2se	±0.00001	±0.00001	±0.00001	±0.00001	±0.00001
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd (m)	0.51272	0.51275	0.51270	0.51272	0.51272
2se	±0.00001	±0.00001	±0.00001	±0.00001	±0.00001
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	18.675	18.836			
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15.637	15.634			
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	38.682	38.790			
δ <sup>11</sup> B	-3.58	-4.8			

Major elements, sum of alkalis (Alk), FeO, and LOI are reported as oxides wt.%. Trace elements are reported as ppm. FeO<sub>t</sub> and Mg# are calculated assuming Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO = 0.15. (La/Lu)<sub>n</sub> ratios are normalized to primordial mantle values (Lyubetskaya and Korenaga, 2007). m = measured. 2se is the internal precision. δ<sup>11</sup>B values are reported as ‰; the typical uncertainty is ±0.5 ‰. Major elements are from D'Antonio et al., 1999a. Isotopic compositions are from D'Antonio et al., 2007, and references therein. All samples were collected from the Solchiaro Formation.

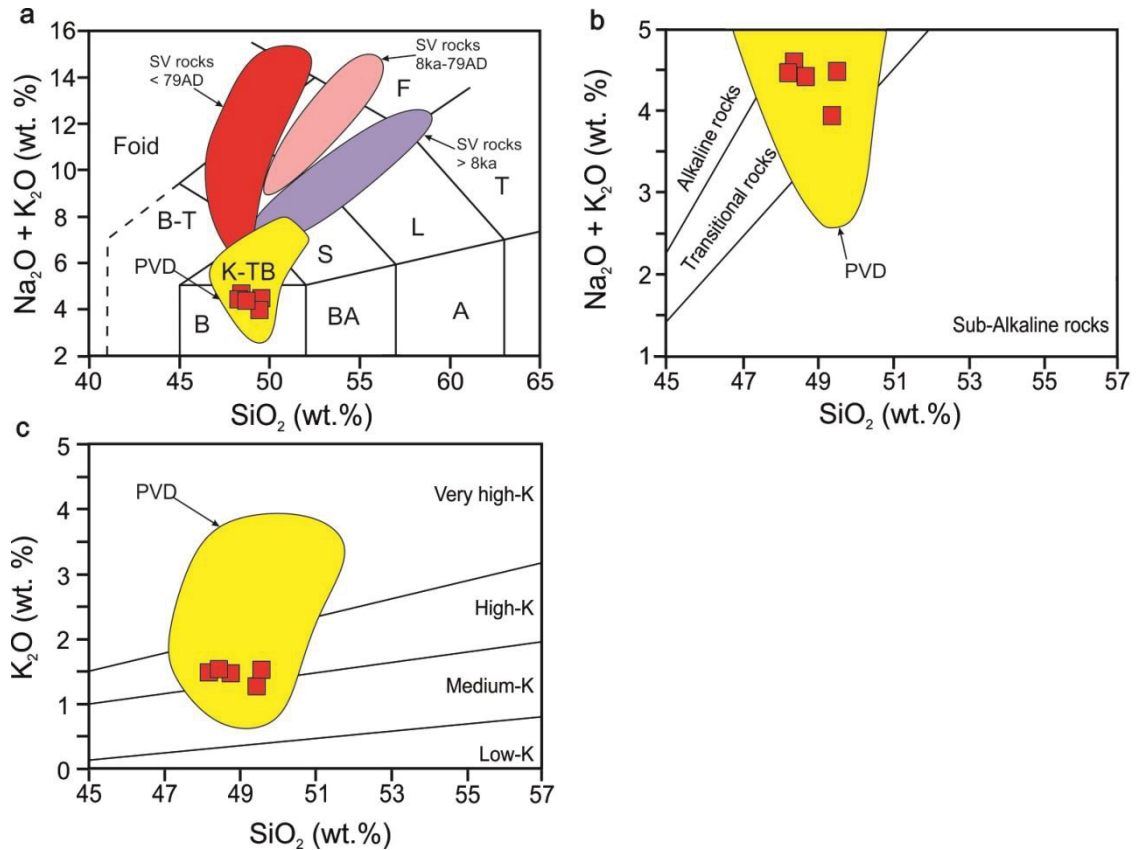


Figura 11.7 - a, b, c: diagrammi di classificazione dei litici mafici di Procida (Le Maitre, 2002). Fonte dei dati: PVD è il campo delle Rocce Totali e delle Inclusioni Fluide con  $\text{MgO} > 6$  wt.% disponibili nei lavori di Villemant 1988, Beccaluva et al., 1991, Paone 2004, De Astis et al., 2004 e 2006, Webster et al., 2003, Schiano et al., 2004; SV è il campo composizionale delle rocce del Somma-Vesuvio, ridisegnato da Peccerillo et al., 2005.

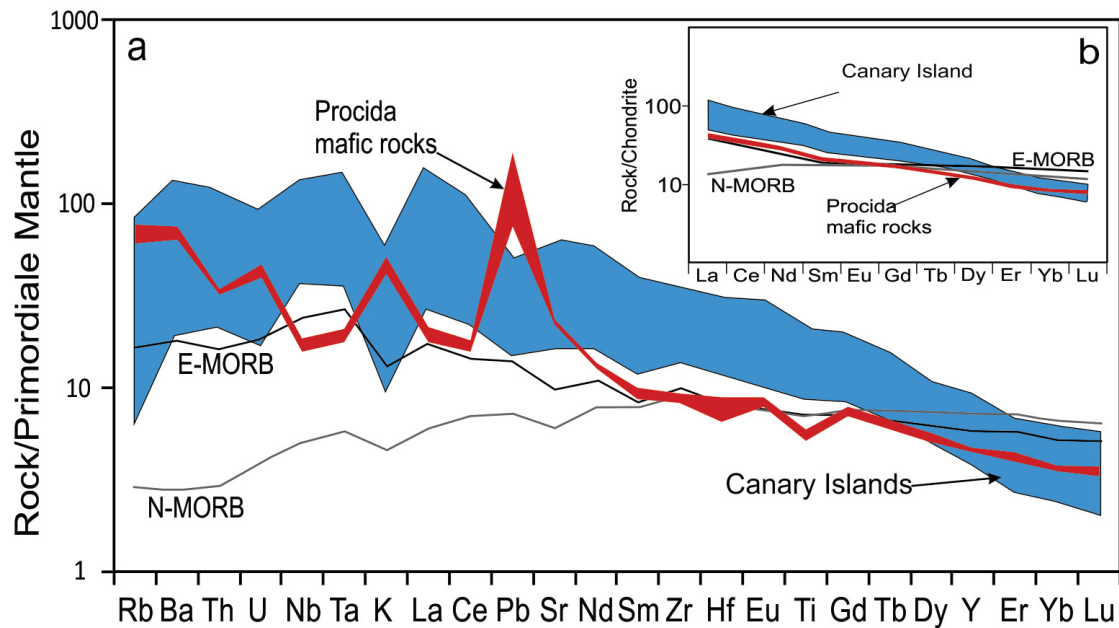


Figura 11.8 – Pattern di distribuzione delle REE normalizzate al valore condritico (b) e degli elementi in traccia normalizzati al mantello primitivo (a) dei litici mafici di Procida. Per paragone sono riportati i pattern di NMORB ed EMORB (da Gale et al., 2013) e le composizioni dei basalti alcalini delle Isole Canarie (da Lustrino e Wilson, 2007). Fattori di normalizzazione: Mantello Primitivo da Lyubetskaya e Korenaga, 2007; condriti Boynton, 1984.



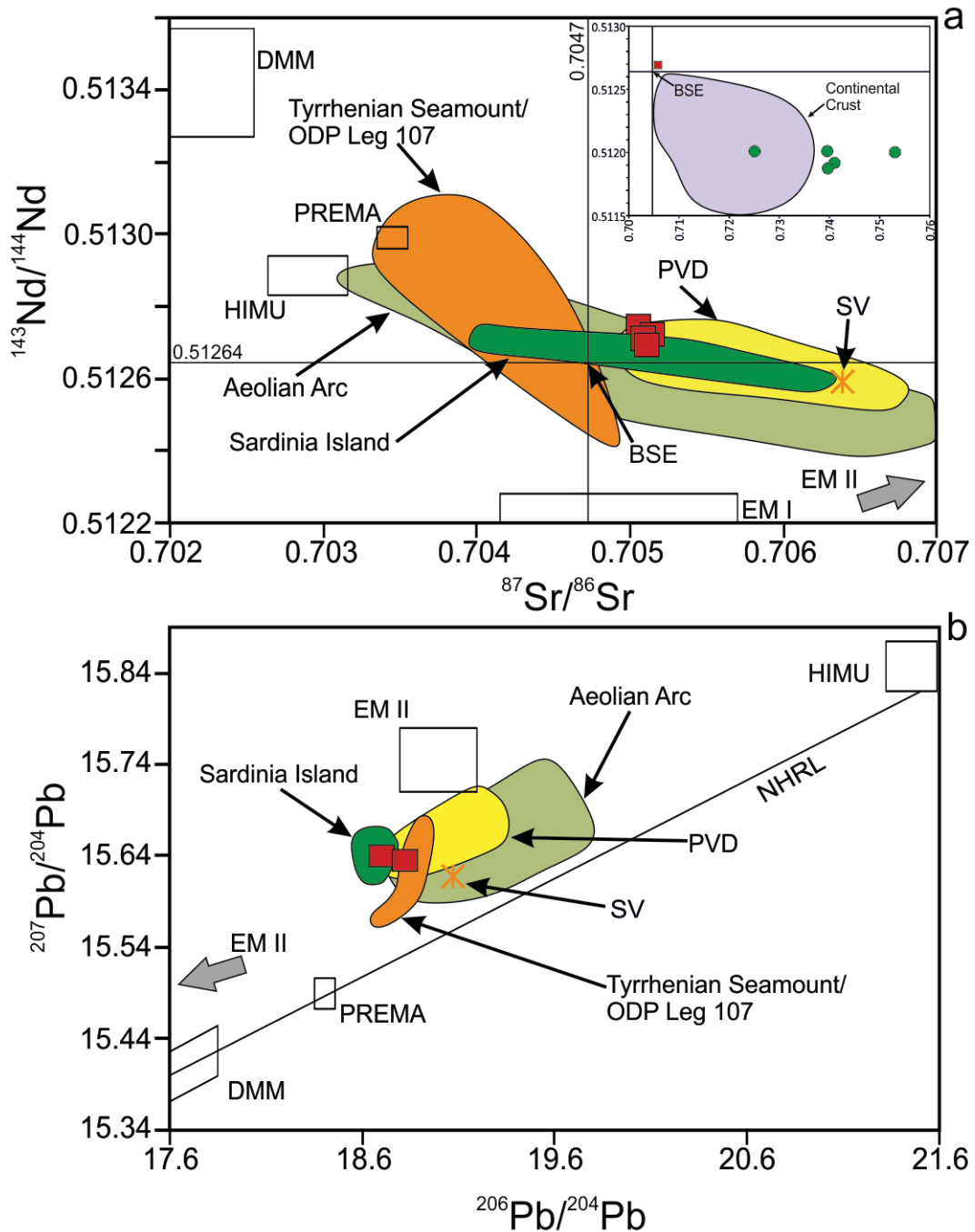


Figura 11.9 – diagrammi di variazione isotopica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (a) e  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (b) che mostrano la composizione dei litici mafici di Procida. L'inserto in figura a mostra le differenze composizionali tra le rocce ignee di Procida e le rocce sedimentarie del Pollino. Dati di letteratura: media di composizioni delle rocce più mafiche disponibili per il Somma-Vesuvio da Civetta et al., 1991, Cioni et al., 1995, Ayuso et al., 1998 e Somma et al., 2001; rocce mafiche della PVD come in figura 11.7; rocce mafiche delle Isole Eolie con  $\text{MgO} > 6\text{wt.}\%$  da Ellam et al., 1989, Francalanci et al., 1993, Del Moro et al., 1998, De Astis et al., 2000; rocce mafiche della Sardegna con  $\text{MgO} > 7\text{wt.}\%$  da Downes et al., 2001, Franciosi et al., 2003; ODP-Site del Tirreno da Beccaluva et al., 1990, Gasperini et al., 2002, Trua et al., 2004. Componenti di Mantello: DMM, depleted MORB mantle; EMI, enriched mantle I; EMII, enriched mantle II; HIMU, high  $\mu$  mantle; PREMA, prevalent mantle (Zindler and Hart, 1986; Hart, 1988). BSE, Bulk Silicate Earth (Caro e Bourdon, 2010). NHRL, Northern hemisphere reference line (Hart, 1984). Il campo delle crosta continentale è ridisegnato da Faure, 1986.

11.4. Natura del mantello pre-aricchimento

La natura del mantello pre-aricchimento nell'area dell'Italia Centro-Meridionale è un argomento dibattuto. Sulla base della composizione isotopica e geochemica delle rocce mafiche affioranti in quest'area, alcuni autori lo ritengono molto simile ad un mantello OIB (*Ellam et al., 1989; Peccerillo e Panza, 1999; Peccerillo et al., 2008*), altri molto più simile ad un mantello MORB (*Serri, 1990; D'Antonio et al., 1999a; Conticelli et al., 2004; Schiano et al., 2004; Paone, 2006; Francalanci et al., 2007*), altri ancora un mix tra i due (*Beccaluva et al., 1991; Gasperini et al., 2002; De Astis et al., 2006*). In ogni caso, viene sempre postulato che il mantello originario sia stato modificato da una componente crostale derivata dalla subduzione. Per meglio comprendere la natura del mantello pre-aricchimento sotto l'area vulcanica napoletana, i litici mafici di Procida sono stati comparati con le composizioni medie di NMORB ed EMORB (fornite da *Gale et al., 2013*) e con le composizioni di basalti alcalini di isola oceanica delle Canarie (*Lustrino e Wilson, 2007*). Questi litici mafici mostrano pattern delle REE simili a quelli tipicamente mostrati dai basalti OIB delle Canarie, tuttavia LREE ed MREE sono molto più impoverite mentre le HREE hanno concentrazioni da comparabili a significativamente più basse (Fig. 11.8b). Rispetto ai NMORB invece, le LREE mostrano contenuti molto più alti mentre le HREE contenuti molto più bassi. Nel complesso, i pattern delle REE dei litici mafici di Procida sono molto simili alla media degli EMORB. In genere i contenuti di LILE, Th ed U sono simili a quelli degli OIB delle Canarie e sono molto più arricchiti rispetto ai contenuti tipici delle rocce MORB (Fig. 11.8a). Invece, gli HFSE, Nb, Ta, Zr, Hf e Ti sono impoveriti rispetto alle composizioni degli OIBG delle Canarie e sono comparabili con le concentrazioni degli EMORB ad eccezione del Ti che è più impoverito. Notevole è il forte arricchimento in Pb delle rocce K-basaltiche di Procida, superiore a qualsiasi composizione di MORB ed OIB. I litici K-basaltici di Procida mostrano dunque, il caratteristico pattern di distribuzione delle rocce di arco. Nel caso dei magmi del PVD, la composizione del mantello pre-aricchimento può essere investigata tenendo conto di quegli elementi HFSE che, in accordo con i dati sperimentali, non vengono mobilizzati né in fluidi acquosi né in melts silicatici e, quindi, non vengono arricchiti nella sorgente mantellica. In accordo con Johnson e Plank (1999), Ti, Gd, Nb, Ta, Y e Yb soddisfano questo requisito. Il valore medio del rapporto Nb/Ta nei MORB è circa 15 (*Hofmann, 1988; Sun e McDonough, 1989; Salters e Strake, 2004; Gale et al., 2013*), lo stesso mostrato dai litici mafici di Procida. Il rapporto Nb/Yb è circa 6,5, lo stesso mostrato dagli EMORB e più alto di quello dei NMORB (7 vs. 15; *Gale et al., 2013*). Il rapporto

Nb/Y dei litici mafici è circa 0,6 ed è molto simile a quello di 0,64 degli EMORB (*Gale et al., 2013*). Il rapporto Y/Yb dei litici mafici di Procida è circa 11,5, molto simile a quello dei MORB che è di circa 11 (*Hofmann, 1988; Sun e McDonough, 1989; Salters e Strake, 2004; Gale et al., 2013*). Solo il rapporto Ti/Gd dei litici mafici è leggermente più basso di quello mostrato mediamente dai MORB (circa 1600 contro 1800-2000; *Sun e McDonough, 1989; Salters e Strake, 2004; Gale et al., 2013*). Ad ogni modo, i rapporti Nb/Ta, Nb/Y e Nb/Yb sono molto lontani dai valori mostrati dai basalti OIB delle Canarie. Quindi, i rapporti tra HFSE sembrerebbero indicare che la sorgente pre-aricchimento della PVD è sia molto simile a quella degli EMORB (come già proposto da *D'Antonio et al., 1999a*). Al contrario la sorgente mantellica pre-aricchimento delle rocce calc alcaline Oligo-Miocenica della Sardegna è veramente molto simile a quella dei NMORB (*Franciosi et al., 2003*). Le rocce del Somma-Vesuvio invece, cadono a metà tra i campi composizionali delle rocce della PVD e delle Canarie. Tuttavia, come già anticipato, nessuna roccia del SV può essere ritenuta realmente rappresentativa di un magma primitivo, a causa della loro forte porfiricità (15-65 vol.%; *Piochi et al., 2005; Di Renzo et al., 2007*). Inoltre, le rocce del SV sono affette da importanti fenomeni di evoluzione magmatica a sistema aperto, come suggerito dalle relazioni tra elementi in traccia ed isotopi (*Di Renzo et al., 2007 e riferimenti citati*), e ciò solleva seri dubbi su qualsiasi interpretazione basata sui rapporti tra elementi in traccia delle rocce del SV. Tuttavia alcune inclusioni fluide ospitate nelle olivine della lava del 1906, posseggono un rapporto Nb/Yb di circa 9 (*Schiano et al., 2004*) che cade nel range delle rocce mafiche della PVD, suggerendo sostanzialmente, una sorgente simile.

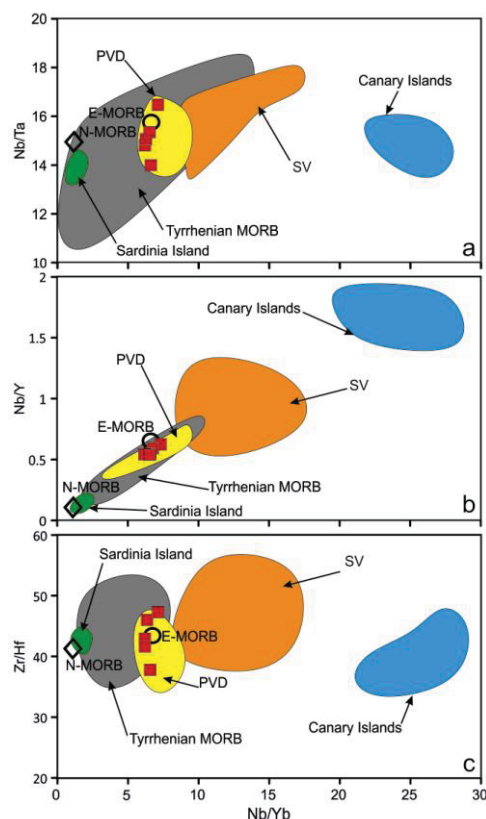


Figure 11.10 - a, b, c: Diagrammi di variazione tra rapporti di elementi HFSE. Riferimenti bibliografici dei dati dalle figure 11.7, 11.8 ed 11.9.

11.5. Natura della componente sedimentaria

Per ottenere informazioni sulla componente di subduzione che ha prodotto l'arricchimento delle sorgenti dei magmi del PVD, si propone di considerare quegli elementi che non sono frazionati significativamente durante la fusione di una sorgente tipo MORB (*Workman e Hart, 2005*), così che il valore del rapporto tra due di questi elementi nel magma primitivo sia lo stesso, o comunque molto simile, a quello della sorgente. Per poter argomentare sul possibile contributo della componente sedimentaria subdotta, che può aver generato sia melts che fluidi acquosi, sono stati utilizzati i sedimenti pelitici campionati nel sito di Timpa delle Murge. Secondo Class et al. (2000), Th e Nd sono degli ottimi indicatori del tipo di componente sedimentaria, poiché sono entrambi immobili in fluidi acquosi, ma il Th è più incompatibile del Nd nel caso di fusione parziale dei sedimenti pelagici (*Johnson e Plank, 1999*). Nel diagramma  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs. Th/Nd (Fig. 11.11a), i litici mafici di Procida cadono lungo la linea di mixing che unisce le composizioni del EMM e le componenti arricchenti derivate dai sedimenti pelagici del Pollino. Tuttavia, il basso rapporto  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  dei litici lavici rispetto al EMM è meglio spiegabile con contaminazione da parte di melt provenienti da tali sedimenti anziché di fluidi acquosi, poiché questi sono poveri di Nd e difficilmente potrebbero cambiare il rapporto isotopico del Nd della sorgente. Un importante fattore di controllo sulla composizione dei melts derivati dai sedimenti pelagici è la presenza di una o più fasi residuali. La composizione dei litici mafici di Procida è compatibile con la presenza di granato nel residuo di fusione dello slab. Questa possibilità è stata proposta da Avanzinelli et al. (2008) e da Conticelli et al. (2009) basandosi sulle alte concentrazioni di Th e sugli alti rapporti Th/U e LREE/HREE, caratteristica tipica di tutte le rocce potassiche ed ultra-potassiche dell'area tirrenica. Come dimostrato da studi sperimentali (*Kerrick e Connolly, 2001*), il granato si stabilizza durante la subduzione di sedimenti oceanici ricchi di alluminio e carbonato. Per bassi gradi di fusione il granato ritiene le HREE nello slab e i melts che si generano sono fortemente arricchiti in LREE e ciò potrebbe spiegare molto bene i pattern delle REE mostrato dalle rocce K-basaltiche di Procida. In accordo con Johnson e Plank (1999), Th, Yb e La sono elementi immobili in fluidi acquosi. Tuttavia, durante la fusione parziale dei sedimenti in equilibrio con granato residuale, il Th è mobilizzato ( $D^{\text{sedimento-melt}} = 0,7$ ), mentre La e Yb sono ritenuti nello slab, ma con Yb ( $D^{\text{sedimento-melt}} = 4,9$ ) ritenuto maggiormente rispetto al La ( $D^{\text{sedimento-melt}} = 1,8$ ) e ciò può spiegare i bassi rapporti Yb/Th ( $\approx 0,6$ ) e gli alti rapporti La/Th ( $\approx 8$ ) dei litici mafici di Procida, comparati con i basalti calcareali più primitivi della Sardegna

( $\text{Yb/Th} = 1,2-2,7$ ;  $\text{La/Th} = 4,4-7,8$ ), considerati il prodotto della fusione parziale di una sorgente arricchita da fluidi acquosi (*Franciosi et al., 2003*). Tuttavia, un piccolo contributo da parte di fluidi acquosi provenienti dai sedimenti e/o dai basalti di fondo oceanico non può essere completamente escluso, tenendo conto della composizione isotopica del  $\delta^{11}\text{B}$ , e della loro somiglianza con le rocce delle Isole Eolie, la cui composizione isotopica è attribuita al metasomatismo della sorgente mantellica operato sia da melts sia da fluidi acquosi derivanti dai sedimenti in subduzione (*Tonarini et al., 2001, 2004; D'Antonio et al., 2007; Francalanci et al., 2007*). Va infine sottolineato che l'arricchimento della sorgente operato dai soli fluidi/melts provenienti dai sedimenti pelagici non riesce a spiegare i contenuti di tutti gli elementi in traccia, ed in particolare di Sr e Ba, che sono presenti in basse concentrazioni nei sedimenti pelagici e terrigeni. Il rapporto Ba/Th dei litici mafici di Procida è molto più alto di quello che si può ottenere nei fluidi o nei melts partendo dai sedimenti terrigeni (Fig. 11.11c). Ciò suggerisce che esiste anche il contributo di una terza componente che possiede alte concentrazioni di Ba e Sr, ma è povera di Th, U ed REE. Queste caratteristiche generalmente competono ai carbonati (*Plank e Langmuir, 1998*). Come fanno notare Avanzinelli et al. (2009), spostandosi da Nord verso Sud lungo la penisola italiana, le rocce mafiche tendono a perdere l'anomalia negativa di Sr e ciò suggerisce un incremento della componente carbonatica subdotta. Studi sperimentali suggeriscono che la fusione parziale di sedimenti pelitici carbonatati, produce dei liquidi potassici/ultrapotassici altamente reattivi che possono avere un ruolo chiave nell'arricchire le sorgenti mantelliche (*Thomsen e Schmidt, 2008; Grassi et al., 2012*). Anche le litologie ignee che costituiscono la crosta oceanica (basalti e gabbri) possono fornire una componente arricchente. Durante la subduzione, le rocce ignee della crosta oceanica, sono soggette a metamorfismo e disidratazione, e possono rilasciare fluidi ed eventualmente melts. A grossa profondità queste litologie sono soggette ad eclogitizzazione e stabilizzano granato (*Kessel et al., 2005; Klimm et al., 2008*). Un pillow lava campionato nel sito di Timpa delle Murge è stato utilizzato come rappresentativo della crosta oceanica alterata (Fig. 11.11). Un piccolo contributo di fluidi rilasciati dalla crosta oceanica alterata può spiegare i rapporti Th/Nd e Ba/Th delle rocce mafiche di Procida. Al contrario però, il basso rapporto Yb/Th (circa 0,65) non può risultare da un mixing tra la sorgente EMM ( $\text{Yb/Th} = 24$ ) e fluidi dalla crosta alterata ( $\text{Yb/Th}$  circa 4). Per questa ragione, se anche esiste un contributo da parte della crosta oceanica, questo è decisamente subordinato al contributo delle componenti derivanti dal sedimento.



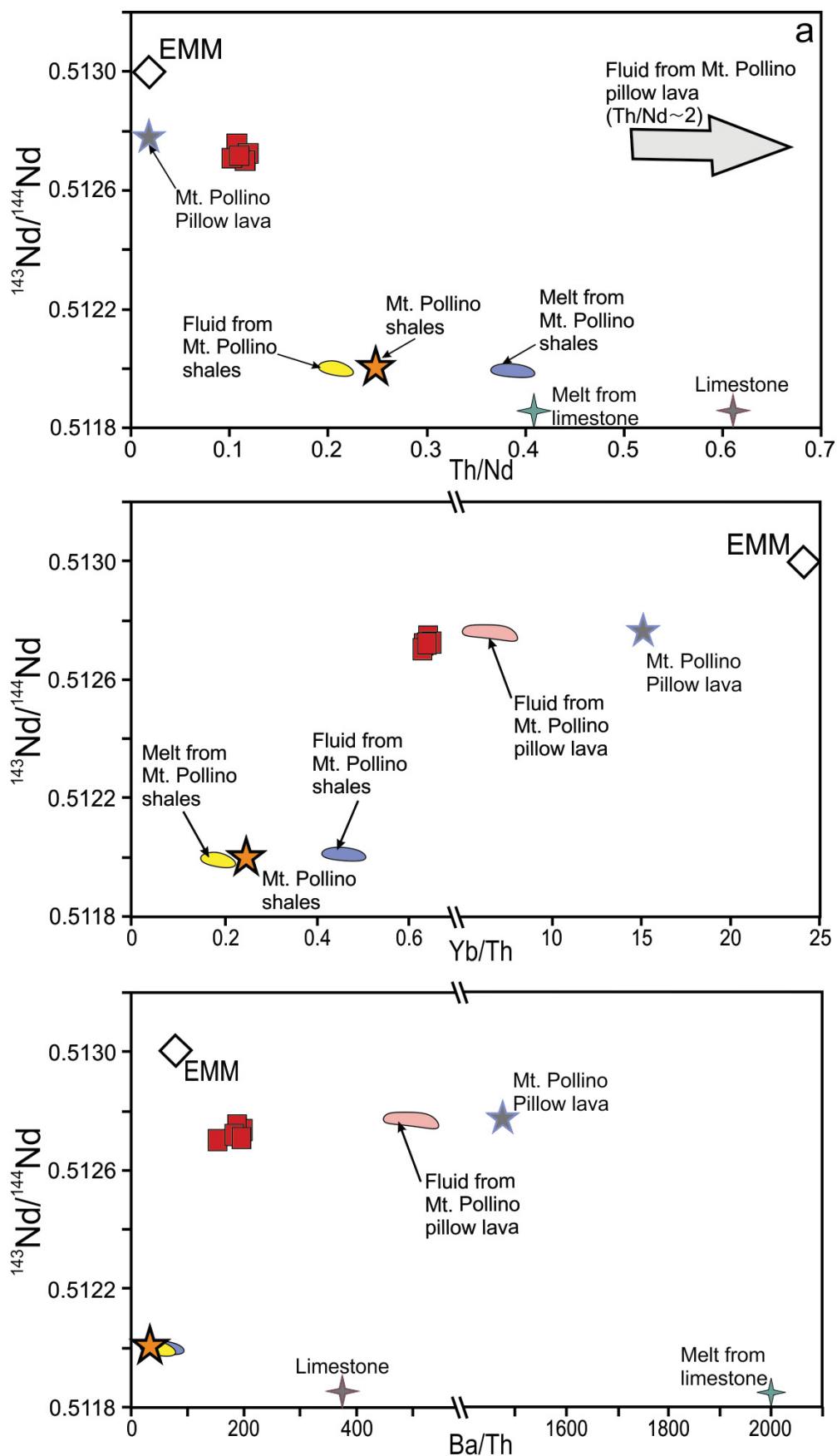


Figura 11.11 -  $\text{Th}/\text{Nd}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (a)  $\text{Yb}/\text{Th}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e  $\text{Ba}/\text{Th}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (b) in cui è mostrata la composizione dei litici mafici di Procida rispetto alle componenti di mantello EMM (da Workman e Hart, 2005) e di contaminazione ottenute per gradi di fusione parziale/disidratazione compresi tra 1 e 10%.

11.6. Modalità ed età dell'arricchimento del mantello dell'area napoletana

Per modellizzare come e in che quantità, il mantello sorgente del magmatismo dell'area napoletana è stato arricchito da componenti derivate dallo slab, sono stati prodotti diversi modelli geochimici ed isotopici di contaminazione e fusione parziale (*Mazzeo et al., sotto revisione*) tenendo conto di tutte le considerazioni fatte in precedenza. La composizione di un mantello EMM, ipotizzata come sorgente pre-arricchimento, è stata utilizzata come materiale di partenza (Tabella 11.2). La composizione media delle meta-peliti, del carbonato a calpionella e del pillow lava alterato, campionati nel sito di Timpa delle Murge (Tabella 11.2), sono state considerate rappresentative delle litologie che costituivano la Tetide al momento della sua chiusura. Inoltre è stato considerato che, durante l'evento di subduzione, i fluidi e i melts derivanti da ognuna di queste litologie possano aver arricchito il mantello, lasciando granato come fase residuale nello slab. I modelli geochimici sono stati costruiti attraverso i seguenti step:

- determinazione della composizione degli agenti arricchenti FAM, MS, FS ed ML. Il significato e le modalità di calcolo di questi parametri è riportato nella tabella 11.3;
- aggiunta alla sorgente di partenza EMM di variabili quantitativi degli agenti arricchenti;
- fusione frazionata non modale delle sorgenti contaminate calcolate precedentemente;
- comparazione dei liquidi sintetici con le composizioni dei litici K-basaltici di Procida rappresentativi della PVD (Tabella 11.1) e con la composizione di alcune inclusioni fluide ospitate in olivine Fo90 presenti nella colata lavica del 1906, rappresentative del SV (*Schiano et al., 2004*);

Le sorgenti ed i liquidi sintetici che meglio approssimano le composizioni mafiche di PVD e SV, sono mostrate graficamente attraverso degli spider-diagram (Fig. 11.12) chiamati Model 1, Model 2 e Model 3 (i risultati numerici sono riportati in tabella 11.4). Questi tre modelli sono stati ottenuti attraverso diverse combinazioni di EMM e di componenti arricchenti derivate dallo slab (come indicato nelle footnotes in Tabella 11.4). Come effetto della contaminazione da parte di materiale crostale, il mantello sorgente potrebbe essere stato modificato in una lherzolite a spinello con anfibolo.

Questa sorgente, in accordo con dati sperimentali, è la miglior candidata a generare i magmi potassici di arco (*Wendlandt and Eggler, 1980a; Foley, 1992; Melzer e Foley, 2000; Conceição e Green, 2004*). Per questo motivo le composizioni chimiche delle sorgenti dei modelli 1, 2 e 3 sono state utilizzate come materiale di partenza in un processo di fusione parziale non modale di una sorgente ad anfibolo per un grado di fusione del 2,5% (composizione modale ed eutettica sono riportate in tabella 11.5). I liquidi sintetici dei tre modelli (chiamati magma 1), ma in particolare quello del modello 3, approssimano con buona precisione la composizione chimica dei litici mafici di Procida (Fig. 11.12). Questi liquidi, tuttavia, non approssimano le composizioni delle inclusioni fluide del SV. Poiché i più alti contenuti di K (e di LILE in genere) delle rocce del SV rispetto a quelle della PVD, sono ritenuti legati ad una differente mineralogia della sorgente e ad un più basso grado di fusione parziale (*Peccerillo et al., 2005 e riferimenti citati*). Per questo motivo, partendo dalla medesima composizione delle sorgenti dei modelli 1, 2 e 3 si sono calcolati dei liquidi sintetici utilizzando una sorgente a flogopite ed un grado di fusione parziale di 1% (composizione modale ed eutettica sono riportate in tabella 11.5). Questa sorgente a flogopite, in accordo con dati sperimentali è la miglior candidata a generare i magmi ultrapotassici di arco (*Wendlandt and Eggler, 1980b; Foley, 1992; Melzer e Foley, 2000; Conceição e Green, 2004*). I liquidi sintetici dei tre modelli (chiamati magma 2), ma in particolare quello del modello 3, approssimano con buona precisione la composizione chimica delle inclusioni fluide del SV con eccezione di Th ed U leggermente più arricchite dei liquidi calcolati (Fig. 11.12). La validità del processo ipotizzato è supportata, oltre che dalla modellazione geochemica, anche da quella isotopica. Allo scopo di modellare la contaminazione isotopica della sorgente sono state tenute in considerazione:

- la concentrazioni di Rb, Sr, Nd e Sm del mantello EMM (*Workman e Hart, 2005*);
- le concentrazioni di Rb, Sr, Nd e Sm calcolate per i diversi agenti arricchenti provenienti dallo slab (riassunti in Tabella 11.6);
- le concentrazioni di Rb, Sr, Nd e Sm calcolate per le sorgenti dei tre diversi modelli geochemici (Source 1, 2 e 3 ) ottenute combinando i diversi agenti arricchenti provenienti dallo slab come esposto in precedenza (riassunti in Tabella 11.6);
- le composizioni isotopiche di Sr e Nd di ognuno di questi materiali (Tabella 11.6);

A questo punto, dovendo costruire un modello isotopico, il tempo è un fattore fondamentale poiché le composizioni isotopiche di Sr e Nd, variano nel campo a causa del decadimento radioattivo di  $^{87}\text{Rb}$  e  $^{147}\text{Sm}$ . Sono pertanto possibili due diversi scenari:

1. la contaminazione del mantello è recente e quindi la composizione isotopica degli agenti arricchenti misurata odiernamente è quella che fornisce la sua impronta alla sorgente mantellica e ai magmi che derivano odiernamente da essa;
2. la contaminazione del mantello non si è verificata di recente ma è avvenuta diversi milioni di anni fa e di conseguenza la composizione isotopica degli agenti arricchenti misurata odiernamente deve essere corretta e riportata indietro nel tempo. Inoltre, se una sorgente arricchita milioni di anni fa è soggetta a fusione parziale odiernamente, deve essere presa in considerazione anche l'evoluzione temporale della sua composizione isotopica di Sr e Nd causata dal decadimento radioattivo di  $^{87}\text{Rb}$  e  $^{147}\text{Sm}$ ;

Nel caso della PVD e del SV è stata considerata la possibilità esposta in entrambi gli scenari (Fig. 11.11 e Tabella 11.6).

Nel caso di una contaminazione odierna (scenario 1) la composizione isotopica delle tre diverse sorgenti calcolate non fitta con la composizione isotopica dei litici mafici di Procida poiché nel caso del Modello 1 e 3 risulta una sorgente leggermente più radiogenica in  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e troppo poco radiogenica in  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , mentre nel caso del modello 2 risulta una sorgente fortemente troppo radiogenica in  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Questi risultati suggeriscono che l'evento di contaminazione sia avvenuto molto indietro nel passato (scenario 2). Per modellare questo processo è stata calcolata la variazione indietro nel tempo a 5, 15, 25, 35 e 45 Ma, della composizione isotopica degli agenti arricchenti (riportata in Tabella 11.6) e, con ognuna di esse è stata calcolata la composizione isotopica della sorgenti ottenute dal Modello 1, 2 e 3, e la sua evoluzione temporale, per verificare in quale caso è possibile aver una corrispondenza con le composizioni attuali dei litici mafici di Procida. La migliore corrispondenza si ha sfruttando la composizione geochimica della sorgente del Modello 3 e le composizioni isotopiche degli agenti arricchenti corrette a 45Ma di anni fa. Questa età è compatibile con l'ipotesi che la subduzione del ramo Ligure della Tetide al di sotto del margine continentale europeo (rappresentato dal blocco Corso-Sardo-Calabro-Peloritano)

possa essere cominciata nell'Eocene (*Lustrino et al., 2009; Shimabukuro et al., 2012*). Da questo momento in poi, questa sorgente arricchita e/o altre sorgenti arricchite in maniera simile a questa, hanno generato un magmatismo orogenetico in una larga porzione del Mediterraneo Centro-Occidentale, spostandosi dalla Sardegna (32-12 Ma), attraverso il Tirreno (Seamount di Cornacya, Anchise, Marsili; 12-0,1 Ma), fino ad arrivare al magmatismo di Pontine e della Piana Campana (4,2-0,15 Ma) e della PVD (0,4 Ma – attuale). Ovviamente, non è escluso che uno o più eventi di arricchimento, guidati da agenti arricchenti di diversa composizione chimica ed isotopica, possano essersi verificati nel tempo.

Risulta importante notare tuttavia, che nessuno dei modelli isotopici prodotti riesce a spiegare la composizione isotopica delle rocce più mafiche del SV. Tuttavia, come già detto, le rocce del SV testimoniano l'azione di diversi ed importanti processi di evoluzione magmatica per cristallizzazione frazionata a sistema aperto in quanto sono stati riconosciuti fenomeni di contaminazione, assimilazione e mixing, in porzioni della crosta medio-superiore, che modificano in maniera significativa la composizione originaria dei magmi (*Civetta et al., 1991 e 2004; Cioni et al., 1995; Ayuso et al., 1998; Di Renzo et al., 2007; Santacroce et al., 2007*). In particolare l'assimilazione crostale può giustificare la differenza registrata tra la composizione isotopica di Sr e Nd delle rocce mafiche di Procida e del SV. Per questo motivo è stato prodotto un modello di EC-AFC (energy constrained assimilation and fractional crystallization; *Spera e Bohrsen, 2001*). In genere in letteratura come contaminante crostale del sistema magmatico dell'area napoletana sono utilizzati i meta-granitoidi in facies granulitica, affioranti in Calabria Meridionale, che sono considerati dei resti di crosta medio-profonda Ercinica, esumata durante l'Orogenesi Alpina (*Caggianelli et al., 1991; Rottura et al., 1991*) e ipotizzati essere i costituenti del basamento crostale della Campania (*Paone, 2006; Di Renzo et al., 2007; D'Antonio et al., 2007 e 2013; Gebauer et al., 2014*). Tuttavia nessuna evidenza geologica supporta l'esistenza di un basamento ercinico al di sotto della Piana Campana, e non va escluso che esso possa essere di origine africana (*Davidson e Wilson, 1989*) e non europea. Per questo motivo, sono stati prodotti modelli di EC-AFC utilizzando come assimilante entrambi i tipi di crosta continentale, assumendo come magma iniziale, una volta dalla composizione isotopica attuale della sorgente 1 e dalla composizione geochemica del magma 2 del modello 1, e in un secondo caso dalla composizione isotopica attuale della sorgente 3 e dalla composizione geochemica del magma 2 del modello 3. I parametri termodinamici del sistema sono stati determinati



invece, sfruttando le concentrazioni degli elementi maggiori delle inclusioni fluide riportate in Schiano et al. (2004) utilizzando MELTS (<http://melts.ofm-research.org>), mentre la temperatura dell'assimilante (670°C) è stata scelta in accordo con Wyllie (1977). I coefficienti di partizione totale di Sr e Nd sono stati determinati sulla transizione shoshonite-latite, in accordo con le abbondanze mineralogiche determinate dal bilancio di massa eseguito con MELTS. I risultati del modello sono riportati in Tabella 11.7 e mostrati graficamente in Figura 11.13. I risultati mostrano che le differenze nella composizione isotopica di Sr e Nd di PVD ed SV possono essere spiegate con l'assimilazione di 1,4% di crosta calabrese o in alternativa con l'assimilazione di 1,7% di crosta africana.

<b>Table 11.2 - Initial compositions</b>				
ppm	EMM	AM	S	L
Rb	0,11	44,78	145,51	7,78
Ba	1,22	234,98	315,73	766,45
Th	0,02	0,16	11,02	2,04
U	0,01	0,21	1,52	0,58
Nb	0,25	6,60	17,12	1,20
Ta	0,02	0,13	0,74	1,10
K	100,00	8476,00	33917,00	10332,00
La	0,25	3,55	34,32	17,22
Ce	0,73	7,59	70,52	22,15
Pb	0,02	1,11	13,32	13,70
Sr	9,72	345,90	49,20	343,76
Nd	0,70	9,42	31,59	2,34
Sm	0,27	3,49	6,08	0,88
Eu	0,11	1,37	1,26	0,49
Ti	792,00	8845,00	4697,00	339,00
Gd	0,40	4,31	6,13	1,66
Tb	0,08	0,85	0,85	0,21
Dy	0,54	5,27	4,73	3,08
Y	3,54	24,83	21,67	32,22
Er	0,37	2,94	2,46	1,12
Yb	0,38	2,39	2,19	1,59
Lu	0,06	0,34	0,32	0,24

EMM = Enriched Morb Mantle from Workman and Hart, 2005;  
 AM = Altered Morb is Pollino Pillow lava;  
 S = Shale is average composition of Pollino shales;  
 L = Limestone is Pollino carbonatic rock

<b>Table 11.3 - Calculated composition of enriching agents</b>				
ppm	FAM	MS	FS	ML
Rb	245,42	176,87	110,63	77,38
Ba	153,38	481,84	335,55	826,45
Th	0,30	12,35	5,21	0,41
U	0,14	2,07	0,50	0,40
Nb	2,44	14,18	5,78	0,44
Ta	0,06	0,98	0,32	0,53
K	3173,55	45594,57	23992,22	3868,43
La	0,88	25,71	20,31	4,26
Ce	1,87	52,43	45,44	5,46
Pb	1,51	10,35	14,15	18,75
Sr	1356,31	44,39	68,87	284,54
Nd	1,64	22,03	16,48	0,71
Sm	1,41	3,82	3,71	0,35
Eu	0,59	0,76	0,81	0,21
Ti	3884,87	3598,32	2343,03	148,88
Gd	2,34	3,73	3,05	0,90
Tb	0,53	0,51	0,37	0,13
Dy	3,71	2,83	1,83	2,16
Y	9,98	12,89	7,46	25,92
Er	2,40	1,46	0,78	0,91
Yb	2,09	1,30	1,02	1,38
Lu	0,16	0,19	0,08	0,11

FAM = Fluid from altered morb. The chemical composition was calculated through the equation of batch melting for a degree of dehydration of 1.5%, using the partition coefficients at 700°C, proposed by Green and Adam, 2003;  
MS = Melt from shale. The chemical composition was calculated through the equation of batch melting for a degree of melting of 1.5%, using the sediment-melt partition coefficients at 900°C, proposed by Johnson and Plank, 1999;  
FS = Fluid from shale. The chemical composition was calculated through the equation of batch melting for a degree of dehydration of 1.5%, using the sediment-fluid partition coefficients at 700°C, proposed by Johnson and Plank, 1999;  
ML = Melt from limestone. The chemical composition was calculated through the equation of batch melting for a degree of melting of 10%, using the carbonated rock-melt partition coefficients, at P = 8GPa, proposed by Grassi et al., 2012;

Table 11.4 - Calculated enriched source and primary magma

ppm	Model 1			Model 2			Model 3		
	Source 1	Magma 1	Magma 2	Source 2	Magma 1	Magma 2	Source 3	Magma 1	Magma 2
Rb	2,98	31,16	98,84	4,77	49,89	158,22	3,48	36,35	115,30
Ba	9,37	279,95	369,20	9,43	281,70	371,52	13,56	405,12	534,28
Th	0,19	2,82	7,43	0,12	1,77	4,66	0,22	3,21	8,45
U	0,03	0,57	1,20	0,02	0,31	0,64	0,04	0,74	1,54
Nb	0,44	9,20	16,02	0,38	7,90	13,76	0,47	9,87	17,18
Ta	0,03	0,56	1,16	0,02	0,44	0,91	0,03	0,66	1,38
K	793,87	8838,45	24969,23	608,58	6775,57	19141,44	872,94	9718,77	27456,17
La	0,71	10,20	26,68	0,66	9,52	24,88	0,72	10,30	26,94
Ce	1,69	24,55	59,65	1,63	23,71	57,59	1,66	24,11	58,57
Pb	0,27	3,87	13,43	0,32	4,63	16,08	0,32	4,54	15,75
Sr	10,66	337,52	445,04	24,37	771,78	1017,66	11,79	373,41	492,38
Nd	1,07	16,81	26,56	1,03	16,09	25,42	1,07	16,75	26,47
Sm	0,34	4,91	11,15	0,35	5,07	11,52	0,34	4,82	10,94
Eu	0,12	1,56	1,85	0,13	1,62	1,94	0,12	1,54	1,84
Ti	835,57	6969,04	6618,51	853,95	7122,31	6764,06	835,53	6968,70	6618,18
Gd	0,46	4,95	6,21	0,47	5,08	6,39	0,46	4,95	6,22
Tb	0,08	0,72	0,91	0,09	0,75	0,94	0,08	0,73	0,91
Dy	0,58	4,25	4,99	0,60	4,41	5,18	0,59	4,32	5,08
Y	3,67	21,64	22,12	3,78	22,29	22,78	3,81	22,41	22,91
Er	0,38	2,39	2,33	0,40	2,47	2,42	0,39	2,42	2,37
Yb	0,40	1,85	2,09	0,41	1,91	2,16	0,40	1,87	2,12
Lu	0,06	0,29	0,29	0,06	0,29	0,29	0,06	0,29	0,29

Source 1: 98%EMM+1%MS+1%FS;

Source 2: 97%EMM+1%FAM+2%FS;

Source 3: 97.7%EMM+1.5%MS+0.5%ML+0.3%FS;

Magma 1: The chemical composition of primary magma was calculated through the equation of fractional melting for a degree of melting of 2.5%, using the partition coefficients proposed by Gorrington and Kay, 2001, and with an amphibole-bearing Iherzolite;

Magma 2: The chemical composition of primary magma was calculated through the equation of fractional melting for a degree of melting of 1%, with a phlogopite-bearing Iherzolite (mineralogy of source is reported on the side of the model results) and using the partition coefficients proposed by Gorrington and Kay (2001) for olivine, pyroxenes and spinel, and from Adam and Green (2006) for phlogopite;

Table 11.5 - Source mineralogy and melting proportion of amphibole bearing and phlogopite bearing Iherzolite

	Source mineralogy (%)	Melting proportion (%)	Residue (%) for F=2.5%
OI	58	0	60,9
Opx	27	6	28,0
Cpx	10	12	9,9
Sp	3	37	1,2
Amph	2	45	0,0
	100	100	

	Source mineralogy (%)	Melting proportion (%)	Residue (%) for F=1%
OI	57	0	58,5
Opx	18	12	18,4
Cpx	15	17	15,3
Sp	8	23	7,8
Phl	2	48	0,0

Table 11.6 - Parameters and results of the isotopic modeling of mantle enrichment of the PVD magma source.

Starting compositions					Calculated composition of enriching agents					
	Enriched MORB Mantle (EMM)	Altered MORB (AM)	Shale (S)	Limestone (L)	Fluid from Altered MORB (FAM)	Melt from Shael (MS)	Fluid from Shale (FS)	Melt from Limestone (ML)		
Rb ppm	0.11	44.78	145.51	7.78	245.42	178.87	110.63	77.38		
Sr ppm	9.72	345.90	49.20	343.76	1356.31	44.39	68.87	284.54		
Sm ppm	0.27	3.49	6.08	0.88	1.41	3.82	3.71	0.35		
Nd ppm	0.70	9.43	31.59	2.34	1.65	22.04	16.48	0.71		
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr (m)	0.70307	0.70818	0.72545	0.70746	0.70818	0.72545	0.72545	0.70746		
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd (m)	0.51300	0.51301	0.51202	0.51185	0.51301	0.51202	0.51202	0.51185		
Temporal evolution of the isotopic composition of enriching agents										
	FAM		ML		MS and FS					
	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd				
Re-calculated to 5Ma	0.70815	0.51300	0.70746	0.51184	0.72448	0.51202				
Re-calculated to 15Ma	0.70810	0.51299	0.70745	0.51183	0.72254	0.51201				
Re-calculated to 25Ma	0.70805	0.51297	0.70744	0.51181	0.72060	0.51200				
Re-calculated to 35Ma	0.70799	0.51296	0.70743	0.51180	0.71866	0.51199				
Re-calculated to 45Ma	0.70794	0.51294	0.70742	0.51178	0.71672	0.51199				
Calculated trace elements composition of enriched sources										
	Source from Model 1	Source from Model 2	Source from Model 3							
%Components	98%EMM+ 1%MS+ 1%FS	97%EMM+ 1%FAM+ 2%FS	97.7%EMM+ 0.5%ML+ 1.5%MS+ 0.3%FS							
Rb ppm	2.98	4.77	3.48							
Sr ppm	10.66	24.37	11.79							
Sm ppm	0.34	0.35	0.34							
Nd ppm	1.07	1.03	1.07							
Modeled isotopic composition of Sources 1, 2 and 3, using trace elements contents from Models 1, 2 and 3, and age- corrected isotopic composition of the enriching agent:					Time evolution of the modeled Sources calculated after:					
Source 1										
age-correction of enriching agents	5Ma	15Ma	25Ma	35Ma	45Ma	5Ma	15Ma	25Ma	35Ma	45Ma
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.70535	0.70514	0.70493	0.70473	0.70452	0.70541	0.70534	0.70527	0.70520	0.70514
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.51265	0.51264	0.51264	0.51264	0.51264	0.51265	0.51266	0.51267	0.51268	0.51269
Source 2										
age-correction of enriching agents	5Ma	15Ma	25Ma	35Ma	45Ma	5Ma	15Ma	25Ma	35Ma	45Ma
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.70711	0.70697	0.70683	0.70669	0.70655	0.70718	0.70714	0.70706	0.70698	0.70690
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.51268	0.51268	0.51268	0.51268	0.51267	0.51269	0.51269	0.51270	0.51271	0.51272
Source 3										
age-correction	5Ma	15Ma	25Ma	35Ma	45Ma	5Ma	15Ma	25Ma	35Ma	45Ma
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.70518	0.70504	0.70489	0.70475	0.70460	0.70526	0.70524	0.70522	0.70520	0.70517
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.51265	0.51264	0.51264	0.51264	0.51264	0.51265	0.51265	0.51266	0.51267	0.51268

The composition of enriched MORB mantle is from Workman and Hart, 2005; the altered MORB is represented by the Mt. Pollino pillow lava sample; S is the average composition of Mt. Pollino shale; L is the Mt. Pollino limestone sample; the fluid from altered MORB is calculated from AM through the batch melting equation for a degree of dehydration of 1.5%, using the partition coefficients at 700°C, proposed by Green and Adam, 2003. The chemical compositions of melt and fluid from shale were calculated through the batch melting equation for a degree of melting/dehydration of 1.5%, using the sediment-melt partition coefficients at 900°C and the sediment-fluid ones at 700°C (Johnson and Plank, 1999). The melt from limestone is calculated through the batch melting equation for a degree of melting of 10%, using the carbonated rock-melt partition coefficients, at P = 8GPa, proposed by Grassi et al., 2012. The measured (m) isotopic composition of Mt. Pollino shale and pillow lava sample are from Table 2, while the isotopic composition of limestone is taken from Conticelli et al., 2007.

Table 11.7 - Parameters and results of the isotopic modeling of shallow level contamination of the Somma-Vesuvius magmas.

Parameters of EC-AFC model (Bohrson and Spera, 2001)										
Element concentration										
	Sr	Nd			$T_{eq} = 800^{\circ}\text{C}$ (Equilibration temperature)					
Magma from model 1	445	26.6			$T_{l-m} = 1250^{\circ}\text{C}$ (Magma liquidus temperature)					
Magma from model 3	492	26.5			$T_m^0 = 1200^{\circ}\text{C}$ (Initial magma temperature)					
bulk D0	0.9	0.15			$T_{l-a} = 980^{\circ}\text{C}$ (Wall-rock liquidus temperature)					
Calabrian crust:	290	45			$T_a^0 = 670^{\circ}\text{C}$ (Initial Wall-rock temperature)					
African crust	600	27			$C_{p-m} = 1426\text{J/kgK}$ (Magma specific heat capacity)					
bulk D0	0.05	0.1			$C_{p-a} = 1358\text{J/kgK}$ (Assimilant specific heat capacity)					
Isotope ratio					$C_{p-a} = 1358\text{J/kgK}$ (Assimilant specific heat capacity)					
	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$			$\Delta h_{fus} = 354000\text{J/kg}$ (Fusion enthalpy)					
Magma from model 1	0.70514	0.51269								
Magma from model 3	0.70517	0.51268								
Calabrian crust	0.71450	0.51210								
African crust	0.71610	0.51110								
Results of EC-AFC model using Magma from model 1										
% Calabrian crust	0.4	0.7	1	1.4	% African crust	0.5	1	1.5	2	Somma-Vesuvius most mafic rock
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70550	0.70590	0.70632	0.70666		0.70538	0.70567	0.70591	0.70620	0.70648
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.51266	0.51264	0.51262	0.51260		0.51265	0.51262	0.51259	0.51256	0.51266
Results of EC-AFC model using Magma from model 3										
% Calabrian crust	0.4	0.7	1	1.4	% African crust	0.5	1	1.5	2	Somma-Vesuvius most mafic rock
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70548	0.70592	0.70632	0.70666		0.70538	0.70565	0.70591	0.70618	0.70648
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.51266	0.51264	0.51262	0.51260		0.51265	0.51262	0.51259	0.51256	0.51266

Source for data: Somma-Vesuvius isotopic composition is the average of mafic rocks from Civetta et al. (1991), Cioni et al. (1995), Ayuso et al., 1998 and Somma et al. (2001). Calabria Continental crust isotopic composition is the average of granitoid from Caggianelli et al. (1991) and Rottura et al. (1991). African continental crust is taken from Davidson and Wilson, 1989; Sr and Nd concentration in magma are the calculated value of Magma 2 – Model 1 and Magma 2 – Model 3 in supplementary material file. Isotopic compositions of magma are calculated as indicated in Table 3.



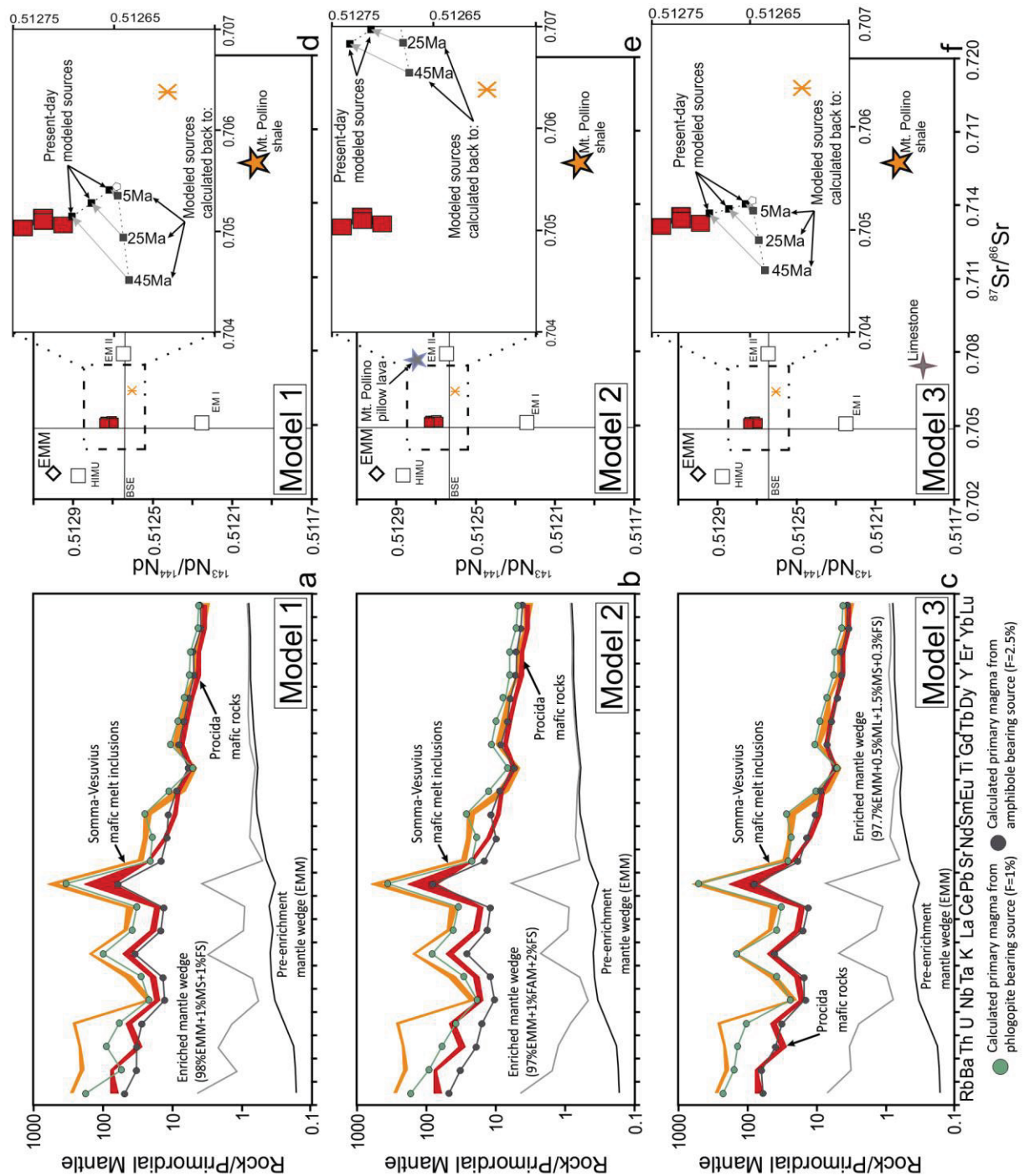


Figura 11.12 – a, b, c: Pattern di distribuzione degli elementi in traccia normalizzati al mantello primitivo che mostra i risultati del modello di contaminazione e fusione parziale del mantello al di sotto dell'area napoletana; d, e, f: diagrammi di variazione isotopica che mostrano i risultati del modello di contaminazione e fusione parziale per i magmi. Si veda il testo per maggiori dettagli.

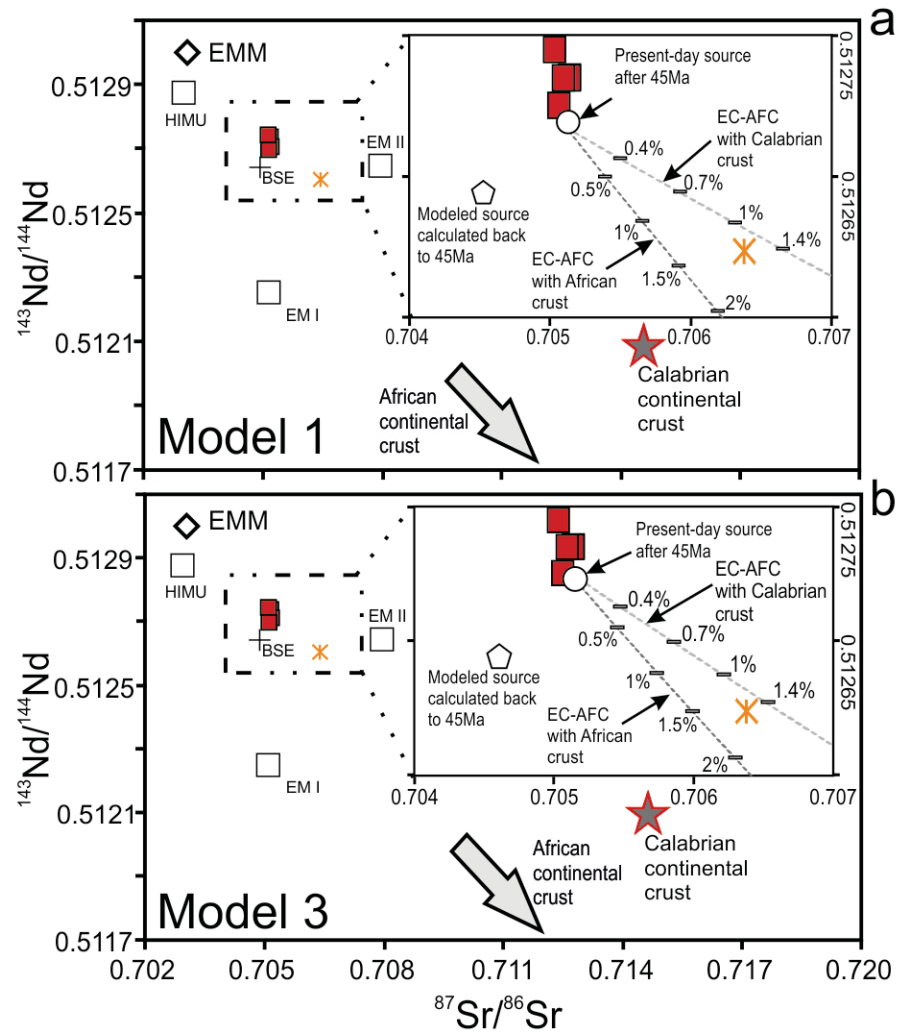


Figura 11.13 – a, b: diagramma di variazione isotopico che mostra i risultati del modello di EC-AFC per i magmi del SV partendo dai risultati del modello 1 e 3 di contaminazione e fusione parziale della sorgente mantellica. Si veda il testo per maggiori spiegazioni.

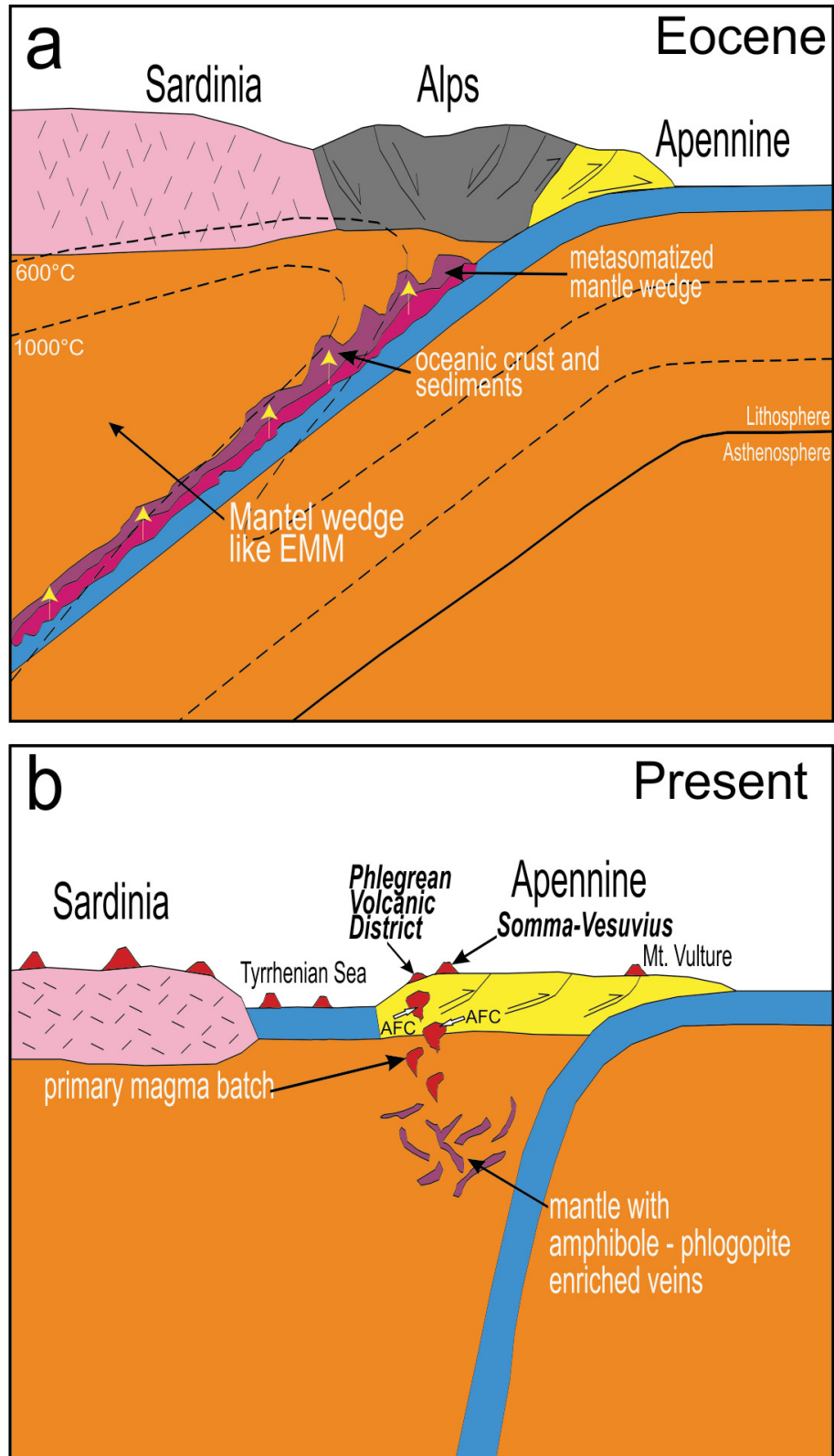


Figura 11.14 – Schema semplificato che mostra gli stadi di arricchimento del mantello sorgente del PVD-SV. a: Durante l'Eocene, la litosfera oceanica africana (Tetide) comincia a subdurre sotto il margine continentale europeo costituito dal blocco Sardo-Corso. I fluidi e i melts che derivano dalla progressiva disidratazione e fusione parziale della copertura sedimentaria dello slab migrano nel cuneo di mantello causando, localmente, la sua modificazione chimica, isotopica e mineralogica. b: attualmente, nel mantello al di sotto della Campania si trovano delle vene costituite da anfibolo e flogopite che pervadono la matrice lherzolitica del mantello. La fusione di questo mantello misto lherzolite+vene durante il Pliocene-Olocene, ha generato i magmi primari del PVD e del SV.

# PARTE 6

Bibliografia, appendice

e

ringraziamenti

**Bibliografia**

Abbate E., Bortolotti V., Passerini P., Principi G. and Treves B., 1994 - Oceanisation processes and sedimentary evolution of the Northern Appennine ophiolite suite: a discussion – *Memorie della Società Geologica Italiana* 48, 117-136.

Accaino F., Catalano R., Di Marzo L., Giustiniani M., Tinivella U., Nicolich R., Sulli A., Valenti V. and Manetti P., 2011 - A crustal seismic profile across Sicily - *Tectonophysics* 508, 52-61.

Accordi B., 1964 - Lineamenti strutturali del Lazio e dell'Abruzzo meridionale - *Memorie della Società Geologica Italiana* 4, 595-633.

Adam J. and Green T., 2006 - Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152, 1-17.

Ahmed A.H., Arai S. and Attia A.K., 2001 - Petrological characteristics of podiform chromitites and associated peridotites of the Pan African Proterozoic ophiolite complexes of Egypt - *Mineralium Deposita*, 36(1), 72-84.

Alberti A.U., Bergomi C., Catenacci V., Centamore E., Cestari G., Chiocchini M., Chiocchini U., Manganelli V., Molinari-Paganelli V., Panzeri-Crescenzi C., Salvati L. and Tilia-Zuccari A., 1975 - Note illustrative del Foglio 389 Anagni. Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000 - Servizio Geologico d'Italia, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato.

Alvarez W., 1976 - A former continuation of the Alps - *Geological Society of America Bulletin* 87, 891-896.

Alvarez W., 1991 - Tectonic evolution of the Corsica-Appennines-Alps region studied by the method of successive approximations - *Tectonics* 10, 936-947.



Alvarez W. and Shimabukuro D.H., 2009 - The Geological Relationships Between Sardinia and Calabria During Alpine and Hercynian Times - Italian Journal of Geosciences 128, 257-268.

Amodio-Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Piccarreta G., Russo M., Scandone P., Zanetti-Lorenzoni E. and Zuppetta A., 1976 - L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide - Memorie della Società Geologica Italiana 17, 1-60.

Amore O., Bonardi G., Ciampo G., de Capoa P., Perrone V. and Sgrosso I., 1988 - Relazioni tra "flysch interni" e domini appenninici: Reinterpretazione delle Formazioni di Pollica, San Mauro e Albidona e il problema dell'evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche - Memorie della Società Geologica Italiana 41, 285-299.

Amore O., Basso C., Ciarcia S., Di Nocera S., Matano F., Torre M., Ciampo G., Di Donato V., Esposito P. and Staiti D., 1998 - Nuovi dati stratigrafici sul Pliocene affiorante tra il fiume Ufita e il torrente Cervaro (Irpinia, Appennino meridionale) - Bollettino della Società Geologica Italiana 117, 455-466.

Amore O., Ciampo G., Morabito S., Ruggiero E., Santini U. and Sgrosso I., 2003 - Datazione biostratigrafica e inquadramento regionale di alcuni depositi miocenici discordanti dell'Appennino campano-lucano - FIST GEOITALIA 2003, Riassunti, 286-288.

Amore O., Castelano M.C., Civile D., Morabito S., Pescatore E., Santini U. and Sgrosso I., 2005 - Three Miocene sedimentary cycles near Laviano (Salerno). Vol. Abstract Geoitalia 2005, Epitome, 1, 293.

Andersen D.J. and Lindsley D.H., 1988 - Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides - American Mineralogist 73(7-8), 714-726.

Anderson A.T., 1968 - The oxygen fugacity of alkaline basalt and related magmas, Tristan da Cunha - American Journal of Science 266(8), 704-727.

Anderson H., 1987 - Is the Adriatic an African Promontory? - Geology 15, 212-215.

Anderson D.L., 2005 - Scoring hotspots: the plume and plate paradigms. *In: Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., Anderson, D.L. (Eds.), Plates, plumes and paradigms* - Geological Society of America Special Paper 388, 31–54.

Argnani A. and Savelli C., 1999 - Cenozoic volcanism and tectonics in the southern Tyrrhenian Sea: Space-time distribution and geodynamic significance - *Journal of Geodynamics* 27, 409–432.

Ascione A., Ciarcia S., Di Donato V., Mazzoli S. and Vitale S., 2012 - The Pliocene-Quaternary wedge-top basins of southern Italy: an expression of propagating lateral slab tear beneath the Apennines - *Basin Research* 24, 456–474.

Avanzinelli R., Elliot T., Tommasini S. and Conticelli S., 2008 - Constraints on the genesis of potassium-rich Italian volcanic rocks from U/Th disequilibrium – *Journal of Petrology* 49, 195–223.

Avanzinelli R., Lustrino M., Mattei M., Melluso L. and Conticelli S., 2009 - Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: significance of carbonated pelitic vs. pelitic sediment recycling at destructive plate margins - *Lithos* 113, 213–227.

Ayers J.C., 1998 - Trace element modeling of aqueous fluid-peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132, 390–404.

Ayuso R.A., De Vivo B., Rolandi G., Seal R.R. and Paone A., 1998 - Geochemical and isotopic (Nd-Pb-Sr-O) variations bearing on the genesis of volcanic rocks from Vesuvius, Italy - *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 82, 53–78.

Aydin A., Antonellini M., Tondi E. and Agosta F., 2010 - Deformation along the leading edge of the Majella thrust sheet in central Italy - *Journal of Structural Geology* 32, 1291–1304.

Ballhaus C., Berry R.F. and Green D.H., 1991 - High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, 27-40.

Barker A.J., 1998 - Introduction to Metamorphic Textures and microstructures - Springer, pp. 380.

Baumgartner R.J., Zaccarini F., Garuti G. and Thalhammer O.A.R., 2012 - Mineralogical and geochemical investigation of layered chromitites from the Bracco-Gabbro complex, Ligurian ophiolite, Italy - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 165 (3), 477-493.

Bailey D.K. and Collier J.D., 2000 - Caronatite-melilitite association in the Italian collision zone and Ugandan rifted craton: significant common factor - *Mineralogical Magazine* 64(4), 675-682.

Barnes S.J. and Roeder P.L., 2001 - The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks - *Journal of Petrology* 42(12), 2279-2302.

Bartole R., Savelli D., Tramonatan M. and Wezel F.C., 1984 - Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin off Campania, Southern Italy - *Marine Geology* 55(3-5), 163-180.

Basso C., Ciampo G., Ciarcia S., Di Nocera S., Matano F. and Torre M., 2002 - Geologia del settore irpino-dauno dell'Appennino meridionale: implicazioni sui domini paleogeografici delle unità bacinali meso-cenozoiche e nuovi vincoli stratigrafici nell'evoluzione tettonica mio-pliocenica del settore esterno della catena - *Studi Geologici Camerti* 2, 7-27.

Beccaluva L., and Piccardo G.B., 1978 - Petrology of the Northern Apennine ophiolites and their significance in the Western Mediterranean area. *In: Closs H., Roeder D. and Schmidt K. (eds), Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Commission on Geodynamics - Scientific Report n. 38, Stuttgart, pp. 243-254*

Beccaluva L., Chiesa S. and Delaloye M., 1981 - K/Ar age determination on some Tethyan ophiolites - *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 37, 869-880.

Beccaluva L., Macciotta G. and Spadea P., 1983 - Petrology and geodynamic significance of the Calabria-Lucania ophiolites - *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 38, 973-987.

Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., and Zeda, O., 1984 - Petrology of Iherzolitic rocks from the Northern Apennine ophiolites – *Lithos* 17, 299-316.

Beccaluva L., Bonatti E., Dupuy C., Ferrara G., Innocenti F., Lucchini F., Macera P., Petrini R., Rossi P.L., Serri G., Seyler M. and Siena F., 1990 - Geochemistry and mineralogy of volcanic rocks from ODP Sites 650, 651, 655, and 654 in the Tyrrhenian Sea. *In: Kastens, K.A., et al. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program - Ocean Drilling Program Scientific Results*, 107, 49-74.

Beccaluva L., Di Girolamo P. and Serri G., 1991 - Petrogenesis and tectonic setting of the Roman Volcanic Province, Italy - *Lithos* 26, 191-221.

Beccaluva L., Siena F., Coltorti M., Di Grande A., Lo Giudice A., Macciotta G., Tassinari R., and Vaccaro C., 1998 - Nephelinitic to tholeiitic magma generation in a transtensional tectonic setting: An integrated model for the Iblean volcanism, Sicily - *Journal of Petrology* 39, 1547-1576.

Becker H., Jochum K.P. and Carlson R.W., 2000 - Trace element fractionation during dehydration of eclogites from high-pressure terranes and the implications for element fluxes in subduction zones - *Chemical Geology* 163, 65-99.

Ben Othman D., White W. M. and Patchett J., 1989 - The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling - *Earth and Planetary Science Letters* 94, 1-21.

Bell K., 2003 - Ultrapotassic rocks of East Africa and Italy: Are they plume related? - *Geophysical Research Abstracts*, v. 5, p. 13979.

Bell K., Lavecchia G. and Rosatelli G., 2012 - Cenozoic Italian magmatism - isotope constraints for possible plume-related activity - *Journal of South American Earth Sciences* 41, 22-40.

Bellieni G., Justin Vicentin E., Le Maitre R.W., Piccirillo E.M. and Zanettin B., 1983 - Proposal for a division of the basaltic (B) field of the TAS diagram - IUGS Sucommission on the Systematics of Igneous Rocks. Circular No.38, Contribution No.102.

Bellucci F., 1994 - Nuove conoscenze stratigrafiche sui depositi vulcanici del sottosuolo del settore meridionale della piana campana - *Italian Journal of Geosciences* 113(2), 395-420

Belviso C., Lettino A., Cavalcante F., Fiore S. and Finizio F., 2009 - Carta Geologica delle Unità Liguridi dell'area del Pollino (Basilicata) - ISBN: 978-88-7522-026-6.

Berger A. and Bousquet R., 2008 - Subduction-related metamorphism in the Alps: review of isotopic ages based on petrology and their geodynamic consequences. *In: Siegesmund, S., Fügenschuh, B., Froitzheim, N. (Eds.), Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System* - Geological Society, London, Special Publications, 298, pp. 117-144.

Berrino G., Corrado G., and Riccardi U., 1998 - Sea gravity data in the Gulf of Naples: a contribution to delineating the structural pattern of the Vesuvian area - *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 82(1-4), 139-150.

Bertrand P. and Mercier J.C.C., 1985 - The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? - *Earth and Planetary Science Letters* 76, 109-122.

Bhatia M.R., 1983 - Plate tectonics and geochemical composition of sandstones - *The Journal of Geology*, 611-627.



Bhatia M. R., and Crook K.A., 1986 - Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92(2), 181-193.

Bill M., O'Dogherty L., Guex J., Baumgartner P.O. and Masson H., 2001 - Radiolarite ages in Alpine–Mediterranean ophiolites: constraints on the oceanic spreading and the Tethys–Atlantic connection - *Geological Society of America Bulletin* 113 (1), 129–143.

Bizimis M., Salters V.J.M, and Bonatti E., 2000 - Trace and REE content of clinopyroxenes from supra-subduction zone peridotites. Implication for melting and enrichment processes in island arcs - *Chemical Geology* 165, 67-85.

Bodinier J-L., Menzies M.A. and Thirlwall M.F., 1991 - Continental to Oceanic Mantle Transition: REE and Sr-Nd Isotopic Geochemistry of the Lanzo Lherzolite Massif - *Journal of Petrology* (Special Lherzolite Issue), 191-210.

Bohannon R.G., Naeser C.W., Schmidt D.L. and Zimmermann R.A., 1989 - The timing of uplift, volcanism and rifting peripheral to the Red Sea: a case for passive rifting? - *Journal of Geophysical Research* 94, 1683-1701.

Bonardi G., Amore F.O., Ciampo G., de Capoa P., Miconnet P. and Perrone V., 1988 - Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninca ed i suoi rapporti con l'arco calabro - *Memorie della Società Geologica Italiana* 41, 17-35.

Bonardi G., de Capoa P., Fioretti B. and Perrone V., 1993 - L'âge des métacalcaires de l'Unité du Frido (région calabro-lucanienne, Italie) et ses implications géodynamiques - *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 317, 955–962.

Bonardi G., Cavazza W., Perrone V. and Rossi S., 2001 - Calabria-Peloritani terrane and northern Ionian Sea. In: *Vai, G.B., Martini, I.P. (Eds.), Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins* - Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 287–306.

Bonardi G., Ciarcia S., Di Nocera S., Matano F., Sgrosso I. and Torre M., 2009 - Carta delle principali Unità Cinematiche dell'Appennino meridionale. Nota illustrativa - Italian Journal of Geosciences 128, 47-60, scale 1:250000, 1 sheet.

Bonatti E., Brunelli D., Fabretti P., Ligi M., Portaro R.A. and Seyler M., 2001 - Steady-state creation of crust-free lithosphere at cold spots in mid-ocean ridges - Geology 29, 979-982.

Borghini G., Rampone E., Crispini L., De Ferrari R., and Godard M., 2007 - Origin and emplacement of ultramafic-mafic intrusions in the Erro-Tobbio mantle peridotite (Ligurian Alps, Italy) - Lithos 94, 210-229.

Bortolotti V. and Principi G., 2005 - Tethyan ophiolites and Pangea break-up - Island Arc 14, 442-470.

Bosellini A., 2002 - Dinosaurs "re-write" the geodynamics of the eastern Mediterranean and the paleogeography of the Apulia Platform - Earth-Science Reviews 59, 211-234.

Bosellini A., 2005 - Storia geologica d'Italia, gli ultimi 200 milioni di anni - Zanichelli, pp. 160.

Boudier F., 1978 - Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piedmont Alps) - Geological Society of America Bulletin 89, 1574-1591.

Boynnton W.V., 1984 - Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P., (Eds.), *Rare Earth Element Geochemistry* - Elsevier, Amsterdam, pp. 63-114.

Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L. and Rocchi S., 2007 - Geochemistry and petrography of western Thetys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration margins. In: *Arriba J., Critelli S. and Johnsson M.J. (eds). Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry* - Geological Society of America Special Paper 420, pag. 73-93.

Bravi S., Civile D., Martino C., Putignano M.L., 2006 - La struttura da interferenza nei carbonati mesozoici della dorsale di Monte Fellino (Appennino Campano) - Bollettino della Società Geologica Italiana 125, 105-116.

Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F. and Phinney D.L., 1995 - Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 Gpa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids - *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 3331-3350.

Brey G. P. and Kohler L., 1990 - Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites. New Thermobarometers, and Practical Assessment of Existing Thermobarometers - *Journal of Petrology* 31, 1353-1378.

Brocchini D., Principe C., Castradori D., Aurenzi M.A. and Gorla L., 2001 - Quaternary evolution of the southern sector of the Campanian Plain and early Somma-Vesuvius activity: insights from the Trecase 1 well - *Mineralogy and Petrology* 73, 67-91.

Brown R.J., Orsi G., de Vita S., 2008 - New insights into Late Pleistocene explosive volcanic activity and caldera formation on Ischia (southern Italy) - *Bulletin of Volcanology* 70, 583-603.

Brun J.P. and Beslier M.O., 1996 - Mantle exhumation at passive margins - *Earth and Planetary Science Letters* 142, 161-173.

Bucci F., Novellino R., Guglielmi P., Tavarnelli E. and Prosser G., 2010 - 1:25.000 Geological map and cross sections of the north-eastern margin of the High Agri Valley (Basilicata - Italy) - *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana* 10, 26 - 27.

Butler R.W.H. and Grasso M., 1993 - Tectonic controls on base level variations and depositional sequences within thrust-top and foredeep basins: examples from the Neogene thrust belt of central Sicily - *Basin Research* 5, 137-151.

Caggianelli A., Del Moro A., Paglionico A., Piccaterra G., Pinarelli L. and Rottura A., 1991 - Lower crustal granite genesis connected with chemical fractionation in the continental crust of Calabria (Southern Italy) - *European Journal of Mineralogy* 3, 159-180.

Caiazza C., Ascione A. and Cinque A., 2006 - Late Tertiary-Quaternary tectonics of the southern Apennines (Italy): New evidences from the Tyrrhenian slope - *Tectonophysics* 421, 23-51.

Caire A., 1975 - Italy in its Mediterranean setting. In: *Squyres C. (Ed.), Geology of Italy* - Earth Science Society Libyan Arab Republic, Tripoli, pp. 11-74.

Calanchi N., Colantoni P., Rossi P.L., Saitta M., and Serri, G., 1989 - The Strait of Sicily continental rift systems: Physiography and petrochemistry of the submarine volcanic centres - *Marine Geology* 87, 55-83.

Capitanio F.A. and Goes S., 2006 - Mesozoic spreading kinematics: consequences for Cenozoic Central and Western Mediterranean subduction - *Geophysical Journal International* 165(3), 804-816.

Caran S., Çoban H., Flower M.F., Ottley C.J. and Yılmaz K., 2010 - Podiform chromitites and mantle peridotites of the Antalya ophiolite, Isparta Angle (SW Turkey): implications for partial melting and melt-rock interaction in oceanic and subduction-related settings - *Lithos* 114(3), 307-326.

Carmichael I.S.E., 1966 - The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 14(1), 36-64.

Carmignani L., Decandia F.A., Disperati L., Fantozzi P.L., Lazzarotto A., Liotta D., and Oggiano G., 2001 - Relationship between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines - *Terra Nova* 7, 128-137.

Carmignani L., Conti P., Cornamusini G. and Meccheri M., 2004 - The internal Northern Apennines, the Northern Tyrrhenian Sea and the Sardinia-Corsica block - Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004.

Carminati E., Wortel M.J.R., Spakman W. and Sabadini R., 1998 - The role of slab detachment process in the opening of the western-central Mediterranean basins. Some geological and geophysical evidence - *Earth and Planetary Science Letters* 160, 651-665.

Carminati E., Doglioni C. and Scrocca D., 2004 - Alps Vs Apennines. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004.

Carminati E., Lustrino M., Cuffaro M. and Doglioni C., 2010 - Tectonics, magmatism and geodynamics of Italy: What we know and what we imagine. *In: (Eds.) Marco Beltrando, Angelo Peccerillo, Massimo Mattei, Sandro Conticelli, and Carlo Doglioni, The Geology of Italy: tectonics and life along plate margins* - Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, volume 36, paper 9, pag. 1-59.

Carminati C., Lustrino M. and Doglioni C., 2012 - Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints - *Tectonophysics* 579, 173-192.

Caro G. and Bourdon B., 2010 - Non-chondritic Sm/Nd ratio in the terrestrial planets: consequences for the geochemical evolution of the mantle-crust system - *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74 (11), 3333-3349.

Casero P., Roure F., Endignoux L., Moretti I., Muller C., Sage L. and Vially R., 1988 - Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines - *Memorie della Società Geologica Italiana* 41, 109-120.

Casnedi R., Follador V. and Moruzzi G., 1976 - Geologia del campo gassifero di Cellino (Abruzzo) - *Bollettino della Società Geologica Italiana* 95, 891-901.



Castellano M.C. and Sgrosso I., 1996 - Età e significato dei depositi miocenici della formazione di M. Sierio e possibile evoluzione cinematica dell'unità Monti della Maddalena nell'Appennino campano-lucano - *Memorie della Società Geologica Italiana* 51, 239–249.

Castellano M.C., Putignano M.L. and Sgrosso I., 1997 - Sedimentology and stratigraphy of «Piaggine Sandstones» (Cilento, Southern Apennines, Italy) – *Giornale di Geologia*, ser. 3, 59, 273–287.

Castellarin A., Colacicchi R., and Praturlon A., 1978 - Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la 'linea Ancona-Anzio', dal Lias medio al Pliocene - *Geologica Romana* 17, 161–189.

Castorina F., Stoppa F., Cundari A., and Barbieri, M., 2000 - An enriched mantle source for Italy's melilitite-carbonatite association as inferred by its Nd-Sr isotopic signature - *Mineralogical Magazine* 64, 625–639.

Catalano S., Monaco C., Tortorici L. and Tansi C., 1993 - Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (Southern Italy) - *Tectonics* 12, 656–665.

Catalano R., Doglioni C. and Merlini S., 2001 - On the Mesozoic Ionian Basin - *Geophysical Journal International* 144, 49–64.

Catalano S., Monaco C., Tortorici L., Paltrinieri W. and Steel N., 2004 - Neogene-Quaternary tectonic evolution of the southern Apennines - *Tectonics* 23, TC2003.

Cavinato G.P., Corrado S. and Sirna M., 1993 - Geometrie ed evoluzione cinematica del settore centrale della catena Simbruino-Ernica (Lazio, Appennino centrale) - *Geologica Romana* 29, 435–453.

Cello G., and Mazzoli S., 1999 - Apennine tectonics in southern Italy: a review – *Journal of Geodynamics* 27, 191–211.

Cello G., Gambini R., Mattioni L., Mazzoli S., Read A., Tondi E. and Zucconi V., 2001 - Geological analysis of the High Agri Valley (Lucania Apennines, Southern Italy) - *Memorie della Società Geologica Italiana* 55, 149–155.

Centamore E., Bigi S., Berti D., Micarelli A. and Morelli C., 1992 - Nuovi dati sui depositi neogenici di avanfossa del Pescara - Bollettino della Società Geologica Italiana 111, 437-447.

Cesarano M., Pierantoni P.P. and Turco E., 2002 - Structural analysis of the Albidona Formation in the Alessandria del Carretto-Plataci area (Calabro-Lucanian Apennines, southern Italy) - Bollettino della Società Geologica Italiana, Special Issue 1, 669-676.

Channell J.E.T., D'Argenio, B. and Horvath F., 1979 - Adria, the African Promontory, in Mesozoic Mediterranean palaeogeography - Earth-Science Reviews 15, 213-292.

Chauvel C., McDonough W., Guille G., Maury R. and Duncan R., 1997 - Contrasting old and young volcanism in Rurutu island: Austral Chain - Chemical Geology 139, 125-143.

Ciarapica G., and Passeri L.S., 1998 - Evoluzione paleogeografia degli Appennini - Atti Ticinesi di Scienze della Terra 40, 233-290.

Ciarcia S., Di Nocera S., Matano F. and Torre M., 2003 - Evoluzione tettono-sedimentaria e paleogeografica dei depocentri «wedge-top» nell'ambito del «foreland basin system» pliocenico dell'Appennino meridionale (settore Irpino-Dauno) - Bollettino della Società Geologica Italiana 122, 117-137.

Ciarcia S., Vitale S., Di Staso A., Iannace A., Mazzoli S., and Torre M., 2009a - Stratigraphy and tectonics of an Internal Unit of the southern Apennines: implications for the geodynamic evolution of the peri-Tyrrhenian mountain belt - Terra Nova 21, 88-96.

Ciarcia S., Torre M. and Mitrano T., 2009b - Stratigrafia della Formazione del Ponticello (Miocene Superiore, Appennino campano) - Bollettino della Società Geologica Italiana 128, 715-721.

Ciarcia S., Mazzoli S., Vitale S. and Zattin M., 2012 - On the tectonic evolution of the Ligurian accretionary complex in southern Italy - Geological Society of America Bulletin 124, 463-483.

Cifelli F., Mattei M. and Rossetti F., 2007 - Tectonic evolution of arcuate mountain belts on top of a retreating subduction slab: The example of the Calabria Arc - *Journal of Geophysical Research* 112, B09101.

Cinque A., Patacca E., Scandone P. and Tozzi M., 1993 - Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures - *Annali di Geofisica* 36, 249-260.

Cioni R., Civetta L., Marianelli P., Metrich N., Santacroce R. and Sbrana A., 1995 - Compositional layering and syneruptive mixing of a periodically refilled shallow magma chamber: the AD 79 Plinian eruption of Vesuvius - *Journal of Petrology* 36, 739-776.

Cioni R., Santacroce R. and Sbrana A., 1999 - Pyroclastic deposits as a guide for reconstructing the multi-stage evolution of the Somma-Vesuvius Caldera - *Bulletin of Volcanology* 60, 207-222.

Cipollari P. and Pipponzi G., 2003 - Le "Calciruditi di Calaturo" (Montagna del Morrone): un deposito tardo-orogenico della fine del Pliocene inferiore - *Studi Geologici Camerti volume speciale 2003*, 73-83.

Cipollari P., Cosentino D., Esu D., Girotti O., Gliozzi E. and Praturlon A., 1999 - Thrust-top lacustrine-lagoon basin development in accretionary wedges: late Messinian (Lago-Mare) episode in the central Apennines (Italy) - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151, 149-166.

Cippitelli G., 2007 - The CROP-04 seismic profile. Interpretation and structural setting of the Agropoli-Barletta Geotraverse - *Bollettino della Societa Geologica Italiana* 7, 267-281.

Civetta L., Galati R. and Santacroce R., 1991 - Magma mixing and convective compositional layering within the Vesuvius magma chamber - *Bulletin of Volcanology* 53, 287-300.

Civetta L., D'Antonio M., Orsi G., and Tilton, G.R., 1998 - The geochemistry of volcanic rocks from Pantelleria island, Sicily Channel: Petrogenesis and characteristics of the mantle source region - *Journal of Petrology* 39, 1453–1491.

Civetta L., D'Antonio M., De Lorenzo S., Di Renzo V. and Gasparini P., 2004 - Thermal and geochemical constraints on the 'deep' magmatic structure of Mt. Vesuvius – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 133, 1-12.

Class C., Miller D.M., Goldstein S.L. and Langmuir C.H., 2000 - Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak volcanics, Aleutian arc – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1, DOI: 10.1029/1999GC000010.

Colacicchi R., Devoto G. and Praturlon A., 1967 - Depositi messiniani oligoalini al bordo orientale del Fucino e descrizione di *Tyrrhenocythere ruggierii* Devoto, nuova specie di ostracode - *Bollettino della Società Geologica Italiana* 86, 21-37.

Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S Y. and Powell W., 2007 - Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle - *Lithos* 99(1), 68-84.

Conceição R.V. and Green D.H., 2004 - Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+ pargasite lherzolite – *Lithos* 72(3), 209-229.

Condie K.C. and Wronkiewicz D.S., 1990 - The Ce/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of cratonic evolution - *Earth and Planetary Science Letters* 97, 256-297.

Condie K.C., Wilks M., Rosen D.M., and Zlobin V.L., 1991 - Geochemistry of metasediments from Precambrian Hapschan series, eastern Anabar Shield, Siberia - *Precambrian Research* 50, 37-47.

Conticelli S. and Peccerillo A., 1992 - Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in Central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources - *Lithos* 28, 221-240.

Conticelli S., D'Antonio M., Pinarelli L. and Civetta L., 2002 - Source contamination and mantle heterogeneity in the genesis of Italian potassic and ultrapotassic volcanic rocks: Sr-Nd-Pb Isotopic data from Roman Province and Southern Tuscany – *Mineralogy and Petrology* 74, 189-222.

Conticelli S., Melluso L., Perini G., Avanzinelli R. and Boari E., 2004 - Petrologic, geochemical and isotopic characteristics of potassic and ultrapotassic magmatism in central-southern Italy: inferences on its genesis and on the nature of the mantle sources – *Periodico di Mineralogia* 73, 153-164.

Conticelli S., Carlson R.W., Widom E., Serri G., 2007 - Chemical and isotopic composition (Os, Pb, Nd, and Sr) of Neogene to Quaternary calc-alkalic, shoshonitic, and ultrapotassic mafic rocks from the Italian peninsula: inferences on the nature of their mantle sources. *In: Beccaluva L., et al. (Eds.), Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area* - Geological Society of America Special Paper 418, 171-202.

Conticelli S., Guarnieri L., Farinelli A., Mattei M., Avanzinelli R., Bianchini G., Boari E., Tommasini S., Tiepolo M., Prelević D. and Venturelli G., 2009 - Trace elements and Sr-Nd-Pb isotopics of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: Genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting - *Lithos* 107, 68-92

Cordery M.J., Davies G.F., and Campbell, I.H., 1997 - Genesis of flood basalts from eclogite-bearing mantle plumes - *Journal of Geophysical Research* 102, 179-197.

Corrado G., Iacobucci F., Pinna E., and Rapolla A., 1974 - Anomalie gravimetriche e magnetiche e strutture crostali nell'Italia centro-meridionale – *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata* 64, 23-32.

Corrado S., Invernizzi C., Aldega L., D'Errico M., Di Leo P., Mazzoli S. and Zattin M., 2010 - Testing the validity of organic and inorganic thermal indicators in different tectonic settings from continental subduction to collision: the case history of the Calabria-Lucania border (Southern Apennines, Italy) - *Journal of the Geological Society* 167, 985-999.



Cosentino D., Cipollari P., Di Donato V., Sgrosso I. and Sgrosso M., 2002 - The Volsci Range in the kinematic evolution of the northern and southern Apennine orogenic system - *Bollettino della Società Geologica Italiana* volume speciale 1, 209-218.

Cosentino D., Cipollari P. and Pipponzi G., 2003 - Il sistema orogenico dell'Appennino centrale: vincoli stratigrafici e cronologia della migrazione. *In: Cipollari P., Cosentino D. (Eds.), Evoluzione cinematica del sistema orogenico dell'Appennino centro-meridionale: caratterizzazione stratigrafico-strutturale dei bacini sintettonici* - Studi Geologici Camerti, Numero Speciale 2003, pp. 85-99.

Cosentino D., Cipollari P., Marsili P. and Scrocca D. 2010 - Geology of the central Apennines: a regional review. *In: Beltrando M., Peccerillo A., Mattei M., Conticelli S., Doglioni C. (Eds.), The Geology of Italy: tectonics and life along plate margins* - Journal of the Virtual Explorer 36, paper 12, doi:10.3809/jvirtex.2010.00223.

Costa S. and Cabry R., 2001 - Evolution of the Ligurian Tethys in the Western Alps: Sm/Nd and U/Pb geochronology and rare-earth element geochemistry of the Montgenèvre ophiolite (France) - *Chemical Geology* 175, 449-466.

Coward M. and Dietrich D., 1989 - Alpine tectonics - an overview - Geological Society, London, Special Publications 45, 1-29.

Cristi Sansone M.T., Rizzo G. and Mongelli G., 2011 - Petrochemical characterization of mafic rocks from the Ligurian ophiolites, southern Apennines - *International Geology Review* 53, 130-156.

Critelli S., de Capoa P., le Pera E. and Perrone V., 1994 - Stratigrafia e petrografia delle Arenarie di Albanella (valle del Calore, Appennino campano) - *Bollettino della Società Geologica Italiana* 113, 451-463.

Crostella A. and Vezzani L., 1964 - La geologia dell'Appennino foggiano - *Bollettino della Società Geologica Italiana* 83, 121-142.

Cullers R.L., 2000 - The geochemistry of shales, siltstones of Pennsylvanian-Permian Age, Colorado, USA: implication for provenance and metamorphic studies - *Lithos* 51, 181-203.

Cullers R.L., Chaudhuri S., Kilbane N. and Kock R., 1979 - Rare earth in size fractions and sedimentary rock of Pennsylvanian-Permian Age from the mid-continent of the USA - *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43, 1285-1302.

Cullers R.L., Basu A. and Suttner L.J., 1988 - Geochemical signature of provenance in sand-mixed material in soils and stream sediment near the Tobacco Root batholith, Montana, USA - *Chemical Geology* 70, 335-348.

D'Antonio M. and Di Girolamo P., 1994 - Petrological and geochemical study of mafic shoshonitic volcanics from Procida-Vivara and Ventotene islands (Campanian Region, South Italy) - *Acta Vulcanologica* 5, 69-80.

D'Antonio M., Tilton G.R. and Civetta L., 1996 - Petrogenesis of Italian alkaline lavas deduced from Pb-Sr-Nd isotopic relationships. *In: Basu, A., Hart, S.R., (Eds.), Isotopic Studies of Crust-Mantle Evolution* - American Geophysical Union, Geophysical Monograph 95, 253-267.

D'Antonio M., Civetta L. and Di Girolamo P., 1999a - Mantle source heterogeneity in the Campanian region (south Italy) as inferred from geochemical and isotopic features of mafic volcanic rocks with shoshonitic affinity - *Mineralogy and Petrology* 67, 163-192.

D'Antonio M., Civetta L., Orsi G., Pappalardo L., Piochi M., Carandente A., de Vita S., Di Vito M.A. and Isaia R., 1999b - The present state of the magmatic system of the Campi Flegrei caldera based on the reconstruction of its behaviour in the past 12 ka - *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, 247-268.

D'Antonio M., Tonarini S., Arienzo I., Civetta L. and Di Renzo V., 2007 - Components and processes in the magma genesis of the Phlegrean Volcanic District, southern Italy, *In: Beccaluva L., et al. (Eds.), Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area* - Geological Society of America Special Paper 418, 203-220.

D'Antonio M., Tonarini S., Arienzo I., Civetta L., Dallai L., Moretti R., Orsi G., Andria M. and Trecalli A., 2013 - Mantle and crustal processes in the magmatism of the Campania region: inferences from mineralogy, geochemistry, and Sr–Nd–O isotopes of young hybrid volcanics of the Ischia island (South Italy) - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 165, 1173–1194.

D'Argenio B., Pescatore T. and Scandone P., 1973 - Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania) - *Atti Accademia Nazionale Lincei - Quaderni* 183, 49–72.

Davidson J.P. and Wilson R., 1989 - Evolution of an alkali basalt-trachyte suite from Jebel Marra volcano, Sudan, through assimilation and fractional crystallization - *Earth and Planetary Science Letters* 95, 141–160.

De Astis G., La Volpe L., Peccerillo A., and Civetta L., 1997 - Volcanological and petrological evolution of Vulcano island (Aeolian arc, southern Tyrrhenian Sea) - *Journal of Geophysical Research* 102, 8021–8050.

De Astis G., Peccerillo A., Kempton P.D., La Volpe L. and Wu T.W., 2000 - Transition from calc-alkaline to potassium-rich magmatism in subduction environments: geochemical and Sr, Nd, Pb isotopic constraints from the island of Vulcano (Aeolian arc) - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 684–703.

De Astis G., Piochi M. and Pappalardo L., 2004 - Procida Volcanic History: new insights in the evolution of the Phlegraean Volcanic District (Campania, Italy) - *Bulletin of Volcanology* 66, 622–641.

De Astis G., Kempton P.D., Peccerillo A. and Wu T.W., 2006 - Trace element and isotopic variations from Mt. Vulture to Campanian volcanoes: constraints for slab detachment and mantle inflow beneath southern Italy - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151, 331–351.

De Blasio I., Lima A., Perrone V. and Russo M., 1981 - Nuove vedute sui depositi miocenici della Penisola Sorrentina - *Bollettino della Società Geologica Italiana* 100, 57–70.

De Capoa P., Di Staso A., Guerrera F., Perrone V., Tramontana M. and Zaghloul M.N., 2002 - The Lower Miocene volcanoclastic sedimentation in the Sicilian sector of the Maghrebian Flysch Basin: geodynamic implications - *Geodinamica Acta* 15, 141-157.

De la Roche H., Leterrier J., Grande Claude P. and Marchal M., 1980 - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses. Its relationship with current nomenclature - *Chemical Geology* 29, 183-210.

Del Moro A., Gioncada A., Pinarelli L., Sbrana A. and Joron J.L., 1998 - Sr, Nd, Pb isotopic evidence for open system evolution at Vulcano, Aeolian Arc, Italy - *Lithos* 43, 81-106.

De Roever E.W.F., 1972 - Lawsonite–albite facies metamorphism near Fuscaldo, Calabria (Southern Italy), its geological significance and petrological aspects - GUA papers of geology series 1, thesis, University of Amsterdam.

De Voogd B., Truffert C., Chamot-Rooke N., Huchon P., Lallemant S. and Le Pichon X., 1992 - Two-ship deep seismic soundings in the basins of the eastern Mediterranean Sea (Pasiphae cruise) - *Geophysical Journal International* 109, 536–552.

Della Vedova B., Bellani S., Pellis G. and Squarci P., 2001 - Deep temperatures and surface heat flow distribution. In: *Vai G.B., Martini I.P. (Eds.), Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins* - Kluwer Academic Publishers: 65-76, Dordrecht, The Netherlands.

Della Vedova B., Pellis G., Foucher J.P. and Rehault J.P., 1984 - Geothermal structure of the Tyrrhenian Sea - *Marine Geology* 55, 271-289.

Deino A.L., Orsi G., de Vita S., and Piochi, M., 2004 - The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei caldera, Italy) assessed by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating method - *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 133, 157-170.

Dercourt J., 1972 - The Canadian Cordillera, the Hellenides, and the sea-floor spreading theory - Canadian Journal of Earth Sciences 9, 709.

Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjaquet C., Sbertshikov I.M., Geussant J., Lepvrier C., Pechersku D.H., Boulín J., Bazhenov M.L., Lauer J.P. and Biju-Duval B., 1986 - Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias - Tectonophysics 123, 241-315.

Dewey J.F., Pitmann W.C., Ryan W.B.F. and Bonnin J., 1973 - Plate tectonics and the evolution of the Alpine System - Geological Society of America Bulletin 84, 3137-3180.

Dewey J.F., Helman M.L., Turco E., Hutton D.H.W. and Knott S.D., 1989 - Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds.), *Alpine tectonics* - Geological Society, London, Special Publications, 45, 265-283.

Di Girolamo P., Morra V. and Perrone V., 1992 - Ophiolitic olistoliths in middle Miocene turbidites (Cilento Group) at Mt. Centaurino (southern Apennines, Italy) - Ofioliti 17, 199-217.

Di Leo P., Schiattarella M., Cuadros J. and Cullers R., 2005 - Clay mineralogy, geochemistry and structural setting of the ophiolite-bearing units from Southern Italy: a multidisciplinary approach to assess tectonic history and exhumation modalities - Atti Ticinensi di Scienze della Terra, Serie Speciale 10, 87-93.

Di Nocera S., Torre M. and Viti P., 1993 - Le Arenarie di Caiazzo nell'evoluzione Tortonian-Messiniana dell'Appennino Campano - Atti Ticinensi di Scienze della Terra 36, 165-182.

Di Nocera S., Matano F., Pescatore T.S., Pinto F., Boiano U., Civile D., Martino C. and Quarantiello R., 2005 - Prime considerazioni sulla geologia del settore centrale dei monti del Sannio - Giornata di studio in memoria di A. Jacobacci «Evoluzione delle conoscenze geologiche dell'Appennino apulo-campano e toscumbro-marchigiano», APAT, 7 novembre 2005, Roma, Volume Riassunti, 20-22.



Di Renzo V., Di Vito M.A., Arienzo I., Carandente A., Civetta L., D'Antonio M., Giordano F., Orsi G. and Tonarini S., 2007 - Magmatic history of Somma–Vesuvius on the basis of new geochemical and isotopic data from a deep borehole (Camaldoli della Torre) – *Journal of Petrology* 48, 753–784.

Di Renzo V., Arienzo I., Civetta L., D'Antonio M., Tonarini S., Di Vito M.A. and Orsi G., 2011 - The magmatic feeding system of the Campi Flegrei caldera: architecture and temporal evolution - *Chemical Geology* 281, 227–241.

Dick H.J.B., 1989 - Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: *Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins* - Geological Society of London Special Publication 42, 71–105.

Dick H.J.B. and Bullen T., 1984 - Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas – *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86, 54–76.

Dick H.J.B., Fisher R.L. and Bryan W.B., 1984 - Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges - *Earth and Planetary Science Letters* 69, 88–106.

Di Vito M.A., Isaia R., Orsi G., Southon J., de Vita S., D'Antonio M., Pappalardo L. and Piochi M., 1999 - Volcanic and deformational history of the Campi Flegrei caldera in the past 12 ka - *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, 221–246.

Doglioni C., 1991 - A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions; possible applications to the Tyrrhenian–Apennines system - *Terra Nova* 3, 423–434.

Doglioni C., 1994 - Foredeeps versus subduction zones. *Geology* 22(3), 271–274.

Doglioni C., Harabaglia P., Martinelli G., Mongelli F. and Zito G., 1996 - A geodynamic model of the Southern Apennines accretionary prism - *Terra Nova* 8, 540–547.

Doglioni C., Gueguen E., Harabaglia P. and Mongelli F., 1999 - On the origin of W-directed subduction zones and applications to the western Mediterranean - Geological Society of London Special Publication 156, 541-561.

Doglioni C., Innocenti F. and Mariotti G., 2001 - Why Mt. Etna? - Terra Nova 13, 25-31.

Dorendorf F., Wiechert U., Wörner G., 2000 - Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia - Earth and Planetary Science Letters 175, 69-86.

Downes H., Thirlwall M.F. and Trayhorn S.C., 2001 - Miocene subduction-related magmatism in southern Sardinia: Sr-Nd and oxygen isotopic evidence for mantle source enrichment - Journal of Volcanology and Geothermal Research 106, 1-21.

Duchêne S., Blichert-Toft J., Luais B., Télouk P., Lardeaux J.-M. and Albarède, F., 1997 - The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism - Nature 387, 586-588.

Duggen S., Hoernle K., van den Bogaard P. and Garbe-Schönberg D., 2005 - Post-collisional transition from subduction-to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere - Journal of Petrology 46(6), 1155-1201.

Eagles G., 2007 - New angles on South Atlantic opening. Geophysical Journal International 168, 353-361.

Edel J.B., Dubois D., Marchant R., Hernandez J. and Cosca M., 2001 - La rotation miocène inférieur du bloc corso-sarde. Nouvelles contraintes paléomagnétiques sur la fin du mouvement – Bulletin de la Société Géologique de France 172, 275-283.

Elburg M. and Foden, J., 1998 - Temporal changes in arc magma geochemistry, northern Sulawesi, Indonesia - Earth and Planetary Science Letters 163, 381-398.

Ellam R.M., Hawkesworth C.J., Menzies M.A. and Rogers N.W., 1989 - The volcanism of southern Italy: role of subduction and the relationships between potassic and sodic alkaline magmatism – *Journal of Geophysical Research* 94, 4589-4601.

Elliott T., Plank T., Zindler A., White W. and Bourdon B., 1997 - Element transport from slab to volcanic front at the Mariana Arc - *Journal of Geophysical Research* 102, 14991-15019.

Elter P., 1972 - La zona ofiolitica del Bracco nel quadro dell'Appennino Settentrionale. Introduzione alla geologia delle Liguridi - 66° Congresso della Società Geologica Italiana, Guida alle Escursioni, Pacini, Pisa, pp. 5-35.

Elter P., 1975 - L'ensemble Ligure - *Bulletin de la Société Géologique de France* 17, 984-997.

Escrig S., Capmas F., Dupré B., and Allègre C.J., 2004 - Osmium isotopic constraints on the nature of the DUPAL anomaly from Indian mid-ocean-ridge basalts - *Nature* 431, 59-63.

Esperança S., and Crisci G.M., 1995 - The island of Pantelleria: A case for the development of DMM-HIMU isotopic compositions in a long-lived extensional setting - *Earth and Planetary Science Letters* 136, 167-182.

Fabries J., 1979 - Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 329-336.

Faccenna C., Davy P., Brun J. P., Funicello R., Giardini D., Mattei M. and Nalpas T., 1996 - The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea - *Geophysical Journal International* 126, 781- 795.

Faccenna C., Becker T.W., Lucente F.P., Jolivet L. and Rossetti F., 2001a - History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean - *Geophysical Journal International* 145, 809-820.

Faccenna C., Funiciello F., Giardini D. and Lucente P., 2001b - Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean - *Earth and Planetary Science Letters* 187, 105-116.

Faccenna C., Funiciello F., Civetta L., D'Antonio M., Moroni M. and Piromallo C., 2007 - Slab distribution, mantle circulation, and the opening of the Tyrrhenian basin. *In: Beccaluva L., et al. (Eds.), Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area* - Geological Society of America Special Paper 418, 153-169.

Fedele L., Scarpati C., Lanphere M., Melluso L., Morra V., Perrotta A. and Ricci G., 2008 - The Breccia Museo formation, Campi Flegrei, southern Italy: geochronology, chemostratigraphy and relationship with the Campanian Ignimbrite eruption - *Bulletin of Volcanology* 70, 1189-1219.

Faure G., 1986 - *Principles of Isotope Geology – Second Edition* - J. Wiley and Sons, New York, 589 pp.

Fedele L., Insinga D.D., Calvert A.T., Morra V., Perrotta A. and Scarpati C., 2011 -  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of tuff vents in the Campi Flegrei caldera (southern Italy): toward a new chronostratigraphic reconstruction of the Holocene volcanic activity - *Bulletin of Volcanology* 73, 1323-1336.

Fedi M., and A. Rapolla., 1988 - La regione appenninica meridionale: struttura crostale ed aspetti geodinamici da dati gravimetrici e magnetici - *Memorie della Società Geologica Italiana* 41, 1291-1297.

Ferranti L., Oldow J.S. and Sacchi M., 1996 - Pre-Quaternary orogen-parallel extension in the southern Apennine belt, Italy - *Tectonophysics* 260, 325-347.

Ferranti L., Maschio L., Burrato P., Bucci F., Civico R., D'addezio G., De Martini P.M., Giocoli A., Improta L., Iorio M., Pantosti D., Piscitelli S., Valoroso L. and Zembo I., 2007 - Fieldtrip guide to active tectonics studies in the high Val d'Agri (PZ) - Fieldtrip guide.

Finetti I., 1982 - Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean – *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata* 24, 247– 312.

Finetti I., 1985 - Structure and evolution of the central Mediterranean (Pelagian and Ionian Seas). In: Stanley D.J., Wezel F.C. (Eds.), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin* - Springer, New York, pp. 215–230.

Finetti I., and Morelli C., 1974 - Esplorazione sismica a riflessione dei Golfi di Napoli e Pozzuoli - Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata 16.62/63, 175-222.

Finetti I. and Del Ben A., 2000 - Crustal stratigraphy and tectono-dynamics of the Pelagian Sea region from new “CROP” seismic data - Geology of Northwest Libya, Second Symp., Abstracts, Tripoli, 42.

Finetti I., Lentini F., Carbone S., Catalano R. and Del Ben A., 1996 - Il sistema Appennino Meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo Centrale: studio geologico – geofisico – Bollettino della Società Geologica Italiana 115, 529– 559.

Foley S.F., 1992 - Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints - Lithos 28, 187-204.

Francalanci L., Taylor S.R., McCulloch M.T. and Woodhead J., 1993 - Geochemical and isotopic variations in the calc-alkaline rocks of Aeolian Arc (Southern Italy): constraints on the magma genesis - Contributions to Mineralogy and Petrology 113, 300-313.

Francalanci L., Avanzinelli R., Petrone C.M. and Santo A.P., 2004 - Petrological and magmatological characteristics of the Aeolian Arc volcanoes, southern Tyrrhenian Sea, Italy: inferences on shallow level processes and magma source variations – Periodico di Mineralogia 73, 75-104.

Francalanci L., Avanzinelli R., Tommasini S. and Heuman A., 2007 - A west-east geochemical and isotopic traverse along the volcanism of the Aeolian Island Arc, southern Tyrrhenian Sea, Italy: inferences on the mantle source processes. In: Beccaluva L., et al. (Eds.), *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area* - Geological Society of America Special Paper 418, 235-263.



Franciosi L., Lustrino M., Melluso L., Morra V. and D'Antonio M., 2003 - Geochemical characteristics and mantle sources of the Oligo-Miocene primitive basalts from Sardinia - *Ofioliti* 28, 105-114.

Gale A., Dalton C.A., Langmuir C.H., Su Y., and Schilling J.G., 2013 - The mean composition of ocean ridge basalts – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14, 489–518.

Gasparini D., Blichert-Toft J., Bosch D., Del Moro A., Macera P., Télouk P., and Albarède F., 2000 - Evidence from Sardinian basalt geochemistry for recycling of plume heads into the Earth's mantle - *Nature* 408, 701–704.

Gasparini D., Blichert-Toft J., Bosch D., Del Moro A., Macera P. and Albarède F., 2002 - Upwelling of deep mantle material through a plate window: evidence from the geochemistry of Italian basaltic volcanics – *Journal of Geophysical Research* 107, DOI: 10.1029/2001jb000418.

Gattacceca J., Deino A., Rizzo R., Jones D.S., Henry B., Beaudoin B. and Vadeboin F., 2007 - Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications - *Earth and Planetary Science Letters* 258, 359–377.

Gebauer S.K., Schmitt A.K., Pappalardo L., Stockli D.F. and Lovera O.M., 2014 - Crystallization and eruption ages of Breccia Museo (Campi Flegrei caldera, Italy) plutonic clasts and their relation to the Campanian ignimbrite - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 167(1), 1-18.

Giacomuzzi G., Chiarabba C. and De Gori P., 2011 - Linking the Alps and Apennines subduction systems: New constraints revealed by high-resolution teleseismic tomography - *Earth and Planetary Science Letters* 301, 531–543.

Giano S.I., Maschio L., Alessio M., Ferranti L., Improta S., and Schiattarella M., 2000 - Radio Carbon dating of active faulting in the Agri high valley, southern Italy - *Journal of Geodynamics* 29, 371-386.

Gill J. B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, Springer, New York, pp360.

Goes S., Spakman W., and Bijwaard H., 1999 - A lower mantle source for central European volcanism – *Science* 286, 1928–1931.

Gorring M.L. and Kay S.M., 2001 - Mantle processes and source of Neogene slab window magmas from southern Patagonia, Argentina – *Journal of Petrology* 42, 1067–1094.

Granet M., Wilson M. and Achauer U., 1995 - Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central - *Earth and Planetary Science Letters* 136, 281–296.

Grassi D., Schmidt M.W. and Günther D., 2012 - Element partitioning during carbonated pelite melting at 8, 13 and 22GPa and the sediment signature in the EM mantle components - *Earth and Planetary Science Letters* 327, 84–96.

Green T.H. and Adam J., 2003 - Experimentally-determined trace element characteristics of aqueous fluid from partially dehydrated mafic oceanic crust at 3.0 GPa, 650–700 C - *European Journal of Mineralogy* 15(5), 815–830.

Grove T.L. and Bryan W.B., 1983 - Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low pressure: an experimental study - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 84, 293–309.

Gueguen E., Doglioni C. and Fernandez M., 1998 - On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean - *Tectonophysics* 298, 259–269.

Guerrera F., Martín-Martín M., Perrone V. and Tramontana M., 2005 - Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebian Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics - *Terra Nova* 17, 358–367.

Gvirtzman Z. and Nur A., 1999 - The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback - *Nature* 401, 782–785.

Handley H.K., Macpherson C.G., Davidson J.P., Berlo K. and Lowry D., 2007 - Constraining fluid and sediment contributions to subduction-related magmatism in Indonesia: Ijen Volcanic Complex - *Journal of Petrology* 48 (6), 1155–1183.

Handy M.R., Schmid S.M., Bousquet R., Kissling E. and Bernoulli D., 2010 - Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps - *Earth-Science Reviews* 102, 121-158.

Hanyu T., Tatsumi Y., Nakai S., Chang Q., Miyazaki T., Sato K., Tani S., Shibata T. and Yoshida T., 2006 - Contribution of slab melting and slab dehydration to magmatism in the NE Japan arc for the last 25 Myr: Constraints from geochemistry - *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7, article number Q08002.

Harangi S., Downes H. and Seghedi I., 2006 - Tertiary-Quaternary subduction processes and related magmatism in the Alpine-Mediterranean region. *In: Gee D.G., Stephenson R. (Eds.) European Lithosphere Dynamics* - Geological Society of London's Memoirs 32, pp. 167-190.

Hart S.R., 1984 - A large-scale isotopic anomaly in the Southern Hemisphere mantle - *Nature* 309, 753-757.

Hart S.R. and Zindler A., 1986 - In search of a bulk-Earth composition - *Chemical Geology* 57(3), 247-267.

Hawkesworth C.J., and Vollmer R., 1979 - Crustal contamination versus enriched mantle:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  evidence from the Italian volcanics - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 151-165..

Hebert R., Serri G., and Hekinian R., 1989 - Mineral chemistry of ultramafic tectonites and ultramafic to gabbroic cumulates from the major oceanic basins and Northern Apennine ophiolites (Italy). A comparison - *Chemical Geology* 77, 183-207.

Hellebrand E. and Snow J.E., 2003 - Deep melting and sodic metasomatism underneath the highly oblique-spreading Lena Trough (Arctic Ocean) - *Earth and Planetary Science Letters* 216(3), 283-299.

Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J. and Hofmann A.W., 2001 - Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites - *Nature* 410(6829), 677-681.

Hellebrand E., Snow J.E., Hoppe P. and Hofmann A.W., 2002 - Garnet-field melting and late-stage refertilisation in 'residual' abyssal peridotites from the Central Indian ridge - *Journal of Petrology* 43, 2305-2338.

Herron M.M., 1988 - Geochemical classification of terrigenous sands and shale from core or log data - *Journal of Sedimentary Petrology* 58, 820-829.

Hippolyte J.-C., Angelier J. and Roure F., 1994 - A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy) - *Tectonophysics* 230, 199-210.

Hirschmann M.M., Kogiso T., Baker M.B. and Stolper E.M., 2003 - Alkalic magmas generated by partial melting of garnet pyroxenites - *Geology* 31(6), 481-484.

Hofmann A.W., 1988 - Chemical Differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust - *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297-314.

Hofmann A.W., Bolhar R., Dirks P. and Jelsma H., 2003 - The geochemistry of Archean shales from mafic volcanic sequence, Belingwe greenstone Belt, Zimbabwe: provenance, source area unroofing and submarine versus subaerial weathering - *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 421-440.

Hole M.J., Saunders A.D., Marriner G.F. and Tarney J., 1984 - Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from Mariana Islands - *Journal of Geological Society of London* 141, 453-472.

Hoogerduijn-Strating E.H., Rampone E., Piccardo G.B., Drury M.R. and Vissers R.L.M., 1993 - Subsolidus emplacement of mantle peridotites during incipient oceanic rifting and opening of the Mesozoic Tethys (Voltri Massif, NW Italy) - *Journal of Petrology* 34, 901-927.

Hoernle K., Zhang Y.S., and Graham D., 1995 - Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe - *Nature* 374, 34-39.

Hsu K.J., 1977 - Tectonic evolution of the Mediterranean basins. *In: Nairn, A.E.M., Kanes, W.H., Stehli, F.G. (Eds.), Ocean Basins Margins* - Plenum, New York, pp. 29– 75.

Iannace A., Vitale S., D'Errico M., Mazzoli S., Di Staso A., Macaione E., Messina A., Reddy S.M., Somma R., Zamparelli V., Zattin M. and Bonardi G., 2007 - The carbonate tectonic units of northern Calabria (Italy): A record of Apulian paleomargin evolution and Miocene convergence, continental crust subduction, and exhumation of HP-LT rocks - *Journal of the Geological Society* 164, 1165-1186.

Invernizzi C., Bigazzi G., Corrado S., Di Leo P., Schiattarella M. and Zattin M., 2008 - New thermo-baric constraints on the exhumation history of the Liguride accretionary wedge, southern Italy - *Ofioliti* 33, 21–32.

Ionov D.A., Bodinier J.L., Mukasa S.B. and Zanetti A., 2002 - Mechanisms and sources of mantle metasomatism: major and trace element conditions of peridotite xenoliths from Spitzbergen in the context of numerical modelling - *Journal of Petrology* 43(12), 2219-2259.

Ippolito F., D'Argenio B., Pescatore T. and Scandone P., 1973 - Unità stratigrafico-strutturali e schema tettonico dell'Appennino meridionale - *Petroleum Exploration Society of Libia. Istituto di Geologia e Geofisica dell'Università*, pubbl. n.s., 15, 134-155, Napoli.

Ishii T., 1975 - The relations between temperature and composition of pigeonite in some lavas and their application to geothermometry - *Mineralogical Journal* 8, 48–57.

Ishii T., 1992 - Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, LEG125 - *Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 125, pp. 445-485.

Johnson K.T.M., Dick H.J.B. and Shimizu N., 1990 - Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in the abyssal peridotites - *Geophysical Research Letters* 95, 2661-2678.

Johnson M.C. and Plank T., 1999 - Dehydration and melting experiments constrain the fate of subduction sediments – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1, DOI: 10.1029/1999GC000014.

Kaczmarek M.-A. and Müntener O., 2007 - Exhumation of mantle lithosphere: field relations, and interaction processes between magmatism and deformation - *Ofioliti* 30(2), 127-136.

Kaczmarek M.-A. and Müntener O. 2008b - Juxtaposition of melt impregnation and high-temperature shear zones in the upper mantle. Field and petrological constraints from the Lanzo peridotite (Northern Italy) - *Journal of Petrology* 49(12), 2187-2220.

Kastens K.A., Mascle J., Auroux C., Bonatti E., Broglia C., Channel J.E.T., Curzi P., Kay-Christian E., Glacon G., Hasegawa S., Heike W., McCoy F., McKenzie J., Mendelson J., Muller C., Rehault J.P., Robertson A., Sartori R., Sprovieri R. and Torii M., 1988 - ODP leg. 107 in the Tyrrhenian Sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution - *Geological Society of America Bulletin* 100, 1140-1156.

Kerrick D.M. and Connolly J.A.D., 2001 - Metamorphic devolatilization of subducted marine sediments and the transport of volatiles into the Earth's mantle - *Nature* 411 (6835), 293-296.

Kessel R., Schmidt M.W., Ulmer P. and Pettke T., 2005 - Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth - *Nature* 437, 724–727.

Klemme S., Blundy J. D. and Brenan J. W., 2002 - Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite - *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 3109–3123.

Klimm K., Blundy J.D. and Green T.H., 2008 - Trace element partitioning and accessory phase saturation during H<sub>2</sub>O-saturated melting of basalt with implications for subduction zone chemical fluxes - *Journal of Petrology* 49, 523–553.

Knott S.D., 1987 - The Liguride Complex of southern Italy-a Cretaceous to Paleogene accretionary wedge - *Tectonophysics* 142, 217-226.



Knott S.D., 1994 - Structure, kinematics and metamorphism in the Liguride Complex, southern Apennines - Italy. *Journal of Structural Geology* 16, 1107-1120.

Kogiso T., Hirschmann M.M. and Frost, D.J., 2003 - High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: Possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts - *Earth and Planetary Science Letters* 216, 603-617.

Konrad-Schmolke M., Babist J., Handy M.R. and O'Brien P.J., 2006 - The physico-chemical properties of a subducted slab from garnet zonation patterns (Sesia Zone, Western Alps) - *Journal of Petrology* 47(11), 2123-2148.

Kretz R., 1982 - Transfer and Exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilatera s deduced from natural and experimental data - *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, 411-421.

La Monica G.B., 1966 - Caratteristiche granulometriche e sedimentologiche delle arenarie di Torrice (Frosinone - Lazio meridionale) - *Atti Accademia Gioenia Scienze Naturali* 18, 285-312.

Lanzafame G., Spadea P. and Tortorici L., 1978 - Provenienza ed evoluzione dei flysch Cretacico-Eocenici della regione Calabro-Lucana: relazioni tra ofioliti e flysch Calabro-Lucano - *Ofioliti* 3, 189-210.

Lanzafame G., Spadea P. and Tortorici L., 1979a - Mesozoic ophiolites of northern Calabria and Lucanian Apennine (southern Italy) - *Ofioliti* 4, 173-182.

Lanzafame G., Spadea P. and Tortorici L., 1979b - Relazioni stratigrafiche tra ofioliti e Formazione del Frido nella Calabria settentrionale e nell'Appennino Lucano - *Ofioliti* 4, 313-330.

Lassiter J.C., Blichert-Toft J., Hauri E.H., and Barszczus H.G., 2003 - Isotope and trace element variations in lavas from Raivavae and Rapa, Cook-Austral islands: Constraints on the nature of HIMU- and EM-mantle and the origin of mid-plate volcanism in French Polynesia - *Chemical Geology* 202, 115-138.

Laurita S., Balestrieri M. L., Bigazzi G., Prosser G. and Rizzo G., 2007 - Zircon fission track data in the continental crust rocks of Southern Apennines - Geophysical Research Abstracts, Vol. 9, 11179.

Lavecchia G., and Stoppa F., 1996 - The tectonic significance of Italian magmatism: An alternative view to the popular interpretation - Terra Nova 8, 435–446.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A. and Zanettin B., 1986 - A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram - Journal of Petrology 27, 745–750.

Le Maitre R.W., 2002 - Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks Cambridge University Press.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W. and Youzhi G., 1997 - Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names - American Mineralogist 82, 1019–1037.

Lemoine M., Tricart P., and Boillot G., 1987 - Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): in search of a genetic model - Geology 15, 622–625.

Leslie R.A.J., Danyushevsky L.V., Crawford A.J. and Verbeeten A.C., 2009 - Primitive shoshonites from Fiji: Geochemistry and source components – Geochemistry, Geophysics, Geosystems 10, article number Q07001.

Liati A., Gebauer D. and Fanning M., 2003 - The youngest basic ocean magmatism in the Alps (Late Cretaceous; Chiavenna unit, Central Alps): geochronological constraints and geodynamic significance - Contributions to Mineralogy and Petrology 146, 144–158.

Liberi F., Morten M. and Piluso E., 2006 - Geodynamic significance of ophiolites within the Calabrian Arc - Island Arc 15, 26-43.

Lindsley D.H., and K.J. Spencer 1982 - Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm) - Eos Transactions AGU 63, 471.

Locardi E., 1988 - The origin of the Apenninic arcs - Tectonophysics 146(3-4), 105-123.

Locardi E. and Nicolich R., 1988 - Geodinamica del Tirreno e Dell'appennino centro-meridionale: La nuova carta della Moho - Memorie della Società Geologica Italiana 41, 121-140.

Lombardo B., Rubatto D. and Castelli D., 2002 - Ion microprobe U-Pb dating of zircon from a Monviso metaplagiogranite: implications for the evolution of the Piedmont-Liguria Tethys in the Western Alps - Ofioliti 27, 109-117.

Lustrino M., 2005 - How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism - Earth-Science Reviews 72, 21-38.

Lustrino M., and Dallai L., 2003 - On the origin of EM-I end-member - Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen 179, 85-100.

Lustrino M., Melluso L., and Morra V., 2000 - The role of lower continental crust and lithospheric mantle in the genesis of Plio-Pleistocene volcanic rocks from Sardinia (Italy) - Earth and Planetary Science Letters 180, 259-270, doi: 10.1016/S0012-821X(00)00185-0.

Lustrino M., Morra V., Melluso L., Brotzu P., D'Amelio F., Fedele L., Lonis R., Franciosi L., and Petteruti Liebercknecht, A.M., 2004 - The Cenozoic igneous activity in Sardinia. In: Conticelli S., and Melluso L., eds., *A showcase of the Italian research in petrology: Magmatism in Italy* - Periodico di Mineralogia, v. 73, Special Issue, p. 105-134.

Lustrino M. and Wilson M., 2007 - The Circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province - Earth- Science Reviews 81, 1-65.

Lustrino M., Morra V., Fedele L. and Franciosi L., 2009 - The beginning of the Apennine subduction system in central-western Mediterranean: constraints from Cenozoic 'orogenic' magmatic activity of Sardinia (Italy) - *Tectonics* 28, TC5016.

Lustrino M., Duggen S. and Rosenberg C.L., 2011 - The Central-Western Mediterranean: anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting - *Earth-Science Reviews* 104(1), 1-40.

Lyubetskaya T. and Korenaga J., 2007. Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: Method and results – *Journal of Geophysical Research* 112, 1-21.

Malavieille J., Molli G., Ferrandini M., Ferrandini J., Ottaviani Spella M., Vitale Brovarone A., Beyssac O., Ciancaleoni L., Maggi M. and Rossetti F., 2011 - General architecture and tectonic evolution of Alpine Corsica. Insights from a transect between Bastia and the Balagne region. *In: Malavieille J. Molli G., Vitale Brovarone A., Beyssac O. (Eds.), Corse Alp 2011, Field Trip Guidebook, Electronic edition* – *Journal of the Virtual Explorer* 39.

Malinverno A. and Ryan W.B.F., 1986 - Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere - *Tectonics* 5, 227-243.

Mantovani E., Babbucci D., Albarello D. and Mucciarelli M., 1990 - Deformation pattern in the central Mediterranean and behavior of the African/Adriatic promontory - *Tectonophysics* 179(1-2), 63-79.

Marcucci M., and Passerini P., 1991, Radiolarian-bearing siliceous sediments in the Mesozoic of the Northern and Central Apennines – *Ofioliti* 16, 121-126.

Marcucci M., Conti M. and Spadea P., 1987 - Radiolarian association in cherts from Timpa delle Murge (Lucanian Apennine, Italy) - *Ofioliti* 12, 411-414.

Marroni M., Molli G., Montanini A., and Tribuzio R., 1998 - The association of continental crust rocks with ophiolites in the Northern Apennines (Italy): implications for the continent-ocean transition in the Western Tethys - *Tectonophysics* 292, 43-66.

Matsukage K.N. and Kubo K., 2004 - Chromian spinel during melting experiments of dry peridotite KLB-1) at 1.0–2.5 GPa - *American Mineralogist* 88(8-9), 1271-1278.

Mattei M., Speranza F., Argentieri A., Rossetti F., Sagnotti L. and Funiciello R., 1999 - Extensional tectonics in the Amantea basin (Calabria, Italy): A comparison between structural and magnetic anisotropy data - *Tectonophysics* 307, 33–49.

Mattei M., Cifelli F. and D'Agostino N., 2007 - The evolution of the Calabrian Arc: Evidence from paleomagnetic and GPS observations - *Earth and Planetary Science Letters* 263, 259–274.

Mattioni L., Shiner P., Tondi E., Vitale S. and Cello G., 2006 - The Argille Varicolori Unit of Lucania (Italy): a record of tectonic offscraping and gravity sliding in the Mesozoic-Tertiary Lagonegro Basin, southern Apennines - *Geological Society, London, Special Publications* 262, 277–288

Mazzeo F.C., D'Antonio M., Arienzo I., Aulinas M., Di Renzo V. and Gimeno D. - Subduction-related enrichment of the Neapolitan volcanoes (Southern Italy) mantle source: new constraints on the characteristics of the sedimentary components. *Chemical Geology*, in revisione.

Mazzoli S., 1998 - The Liguride units of southern Lucania (Italy): structural evolution and exhumation of high-pressure metamorphic rocks - *Rendiconti di Scienze Fisiche e Naturali dell'Accademia Nazionale dei Lincei* 9, 271–291.

Mazzoli S. and Helman M., 1994 - Neogene patterns of relative plate motion for Africa–Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics - *Geologische Rundschau* 83, 464-468.

Mazzoli S., Barkham S., Cello G., Gambini R., Mattion, L., Shiner P. and Tondi E., 2001 - Reconstruction of continental margin architecture deformed by the contraction of the Lagonegro Basin, southern Apennines, Italy - *Journal of the Geological Society* 158, 309-319.

Mazzoli S., Aldega L., Corrado S., Invernizzi C. and Zattin M., 2006 - Pliocene–Quaternary thrusting, synorogenic extension and tectonic exhumation in the Southern Apennines (Italy). Insights from the Monte Alpi area. *In: Mazzoli S., Butler R.W.H. (Eds.), Styles of Continental Contraction* - Geological Society of America Special Paper 414, 55–77.

Mazzoli S., D'Errico M., Aldega L., Corrado S., Invernizzi C., Shiner P. and Zattin M., 2008 - Tectonic burial and 'young' (< 10 Ma) exhumation in the southern Apennines fold and thrust belt (Italy) - *Geology* 36, 243-246.

Mazzoli S. and Martin-Algarra A., 2011 - Deformation partitioning during transpressional emplacement of a 'mantle extrusion wedge': the Ronda peridotites, western Betic Cordillera, Spain - *Journal of Geological Society* 168, 373–382.

McCulloch M.T. and Perfit M.R., 1981 -  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and trace element constraints on the petrogenesis of Aleutian island arc magmas - *Earth and Planetary Science Letters* 56, 167-179.

McCulloch M.T. and Gamble I.A., 1991 - Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism - *Earth and Planetary Science Letters* 102, 358-374.

McDonough W.F., 1991 - Partial melting of subducted oceanic crust and isolation of its residual eclogitic lithology - *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A* 335, 407–418.

McNutt M.K., Caress D.W., Reynolds J., Jordahl K.A., and Duncan R.A., 1997 - Failure of plume theory to explain midplate volcanism in the southern Austral islands - *Nature* 389, 479–482.

Mercier J.C.C., 1980 - Single-pyroxene thermobarometry - *Tectonophysics* 70, 1-37.



Menardi Noguera A. and Rea G., 2000 - Deep structure of the Campanian-Lucanian Arc (southern Apennines) - *Tectonophysics* 324, 239-265.

Mele G., 2001 - The Adriatic lithosphere is a promontory of the African Plate: Evidence of a continuous mantle lid in the Ionian Sea from efficient Sn propagation - *Geophysical Research Letters* 28(3), 431-434.

Melzer S. and Foley S.F., 2000 - Phase relations and fractionation sequences in potassic magma series modelled in the system  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-KAlSiO}_4\text{-Mg}_2\text{SiO}_4\text{-F}$  at 1 bar to 18 kbar - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 138, 186-197.

Michard A., Chalouan A., Feinberg H., Goffé B. and Montigny R., 2002 - How does the Alpine belt end between Spain and Morocco? - *Bulletin de la Société Géologique de France* 173, 3-15.

Mongelli F., Loddo M. and Calcagnile G., 1975 - Some observations on the Apennines gravity field - *Earth and Planetary Science Letters* 24, 385-393.

Molli G., 2008 - Northern Apennine-Corsica orogenic system: an updated view. *In: Siegesmund S., Fügenschuh B., Froitzheim N. (Eds.), Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System* - Geological Society, London, Special Publication, 298, pp. 413-442.

Monaco C. and Tortorici L., 1995 - Tectonic role of ophiolite-bearing terranes in the development of the Southern Apennines orogenic belt - *Terra Nova* 7, 153-160.

Monaco C., Tansi C., Tortorici L., De Francesco A.M., Morten L., 1991 - Analisi geologico-strutturale dell'Unità del Frido al confine calabro-lucano (Appennino meridionale) - *Memorie della Società Geologica Italiana* 47, 341-353.

Monaco C., Tortorici L., Morten L., Critelli S. and Tansi C. 1995 - Geologia del versante nord-orientale del massiccio del Pollino (confine calabro-lucano): nota illustrativa sintetica della carta geologica alla scala 1:50000 - *Bollettino della Società Geologica Italiana* 114, 277-291.

Monaco C., Tortorici L. and Paltrinieri W., 1998 - Structural evolution of the Lucanian Apennines southern Italy – *Journal of Structural Geology* 20, 617-638.

Montanini A. and Tribuzio R., 2007 - Magmatic activity during continental breakup and ocean opening recorded by the external liguride ophiolites (Northern Apennines, Italy): implications for a mixed peridotite-pyroxenite mantle source - *Epitome* 2007, *Geoitalia* 2007, 2, 13-14.

Montanini A., Tribuzio R. and Vernia L., 2007 - Petrogenesis of basalts and gabbros from an ancient continent-ocean transition (External Liguride ophiolites, Northern Italy) – *Lithos* 101(3), 453-479.

Montanini A., Tribuzio R. and Thirlwall M., 2012 - Garnet clinopyroxenite layers from the mantle sequences of the Northern Apennine ophiolites (Italy): Evidence for recycling of crustal material - *Earth and Planetary Science Letters* 351–352, 171–181.

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K. and Gottardi G., 1988 - Nomenclature of clinopyroxenes - *American Mineralogist* 73, 1123-1133.

Mostardini F. and Merlini S., 1986 - Appennino centro-meridionale: sezioni Geologiche e proposta di modello strutturale - *Memorie della Società Geologica Italiana* 35, 177-202.

Müller D.H., Sdrolias M., Gaina C. and Roest W.R., 2008 - Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the worlds ocean crust - *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9(4), doi:10.1029/2007GC001743.

Münker C., 2000 - The isotopic and trace element budget of the Cambrian Devil River arc system, New Zealand: identification of four source components - *Journal of Petrology* 41, 759-788.

Muntener O. and Piccardo G.B., 2003 - Melt migration in ophiolitic peridotites: the message from Alpine-Apennine peridotites and implications for embryonic ocean basins. *In: From: Dilek Y., Robinson P.T. (eds) 2003. Ophiolites in Earth History - Geological Society, London, Special Publications*, 218, 69-89.

Muttoni G., Kent D.V. and Channell J.E.T., 1996 - Evolution of Pangea: palaeomagnetic constraints from the Southern Alps, Italy - *Earth and Planetary Sciences Letters* 140, 97-112.

Mysen B.O. 1979 - Trace element partitioning between garnet peridotite minerals and water-rich vapor: experimental data from 5 to 30 kbar - *American Mineralogist* 64, 274-287.

Nicolas A., 1986 - A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites - *Journal of Petrology* 27, 999-1022.

Nikogosian I.K. and van Bergen M.J., 2010 - Heterogeneous mantle sources of potassium-rich magmas in central-southern Italy: melt inclusion evidence from Roccamonfina and Ernici (Mid Latina Valley) - *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197(1), 279-302.

Niu Y., 1997 - Mantle melting and mantle extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites - *Journal of Petrology* 38, 1047-1074.

Niu Y., 2004 - Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges - *Journal of Petrology* 45(12), 2423-2458.

Niu Y., Waggoner D.G., Sinton J.M. and Mahoney J.J., 1996 - Mantle source heterogeneity and melting processes beneath seafloor spreading centers: The East Pacific Rise, 18–19 S - *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101(B12), 27711-27733.

Ogniben L., 1957 - Flysch miocenico autoctono e parautoctono e argille scagliose alloctone nella zona di Caiazzo (Caserta) - *Bollettino della Società Geologica Italiana* 75, 169-179.

Ogniben L., 1969 - Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano - *Memorie della Società Geologica Italiana* 8, 453-763.

Ori G.G. and Friend P.F., 1984 - Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust Sheets - *Geology* 12, 475-478.

Orsi G., D'Antonio M., de Vita S. and Gallo G., 1992 - The Neapolitan Yellow Tuff, a large-magnitude trachytic phreatoplinian eruption: eruptive dynamics, magma withdrawal and caldera collapse - *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 53, 275-287.

Orsi G., de Vita S. and Di Vito M. 1996 - The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration - *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 74, 179-214.

Orsi G., Civetta L., D'Antonio M., Di Girolamo P. and Piochi M., 1995 - Step-filling and development of a three-layers magma chamber: the Neapolitan Yellow Tuff case history - *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 67, 291-312.

Orsi G., Di Vito M.A. and Isaia R., 2004 - Volcanic hazard assessment at the restless Campi Flegrei caldera - *Bulletin of Volcanology* 66, 514-530.

Ortolani F., and Pagliuca S., 1988 - Evidenze strutturali e geomorfologiche di tettonica compressiva quaternaria al margine orientale della catena sudappenninica - *Memorie della Società Geologica Italiana* 41, 1219-1227.

Pace B., Di Matteo P., Boncio P. and Lavecchia, G., 2001 - Considerazioni sull'evoluzione geologica della Marsica Sud-Orientale (Abruzzo, Appennino centrale) sulla base di un'analisi integrata di dati stratigrafici e strutturali - *Bollettino della Società Geologica Italiana* 120, 139-150.

Pantosti D., Salvini F. and Velonà M., 1986 - Assetto geologico strutturale del promontorio del Circeo (Italia centrale) - *Memorie della Società Geologica Italiana* 35, 611-621.

Paone A., 2004 - Evidence of crustal contamination, sediment, and fluid components in the campanian volcanic rocks - *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 138, 1-26.

Paone A., 2006 - The geochemical evolution of the Mt. Somma-Vesuvius volcano – *Mineralogy and Petrology* 87, 53-80.

Parkinson I.J. and Pearce J.A., 1998 - Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a supra-subduction zone setting - *Journal of Petrology* 39(9), 1577-1618.

Patacca E. and Scandone P., 1989 - Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relict lithospheric slab. *In: Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B., Vai G.B. (Eds.), The lithosphere in Italy: Advances in Earth Science Research - Atti dei Convegni Lincei* 80, 157-176.

Patacca E., Sartori R. and Scandone P., 1990 - Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: Kinematic relations since late Tortonian times - *Memorie della Società Geologica Italiana* 45, 425-451.

Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. and Santini U., 1992a - La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise. *In: Tozzi M., Cavinato G.P., Parotto M. (Eds.), Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto - Studi Geologici Camerti, Volume Speciale 1991-2*, 417-441.

Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. and Santini U., 1992b - The Numidian-sand Event in the Southern Apennines - *Memorie di Scienze Geologiche* 18, 297-337.

Patacca E. and Scandone P., 2007 - Geology of Southern Apennines. *In: Mazzotti A., Patacca E., Scandone P. (Eds.), Results of the CROP Project, Sub-project CROP 04 - Bollettino della Società Geologica Italiana, Special Issue* 7, 75-119.

Pearce J.A. and Parkinson I.J., 1993 - Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis - *Geological Society of London Special Publications* 76, 373-403.

Pearce J.A., Kempton P.D., Nowell G.M. and Noble S.R., 1999 - Hf-Nd element and isotopic perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western Pacific arc-basin systems - *Journal of Petrology* 40, 1579-1611.

Pearce J.A., 1982 - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In: Thorpe R.S. (Ed.), Andesites* - Wiley and Sons, New York, pp. 525-548.

Pearce J.A. and Peate D.W., 1995 - Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas - *Annual Reviews of Earth and Planetary Science* 23, 251-285.

Pearce J.A., 1996 - A users guide to basalt discrimination diagrams. *In: Wyman D.A. (Ed.), Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration* - Geological Association of Canada, Short Course Notes: 12, 12, pp. 79-113.

Peate D.W., 1997 - The Paraná – Etendeka Province – American Geophysical Union, Geophysical Monograph 100, pag. 217-245.

Peate D.W., Pearce J.A., Hawkesworth C.J., Colley H., Edwards C.M.H. and Hirose K., 1997 - Geochemical variations in Vanuatu arc lavas, the role of subducted material and a variable mantle wedge composition - *Journal of Petrology* 38, 1331-1358.

Peccerillo A., 1985 - Roman Comagmatic Province (Central Italy): evidence for subduction-related magma genesis - *Geology* 13, 103-106.

Peccerillo A., 1999 - Multiple mantle metasomatism in central-southern Italy: geochemical effects, timing and geodynamic implications - *Geology* 27, 315-318.

Peccerillo A., 2002 - Plio-Quaternary magmatism in central-southern Italy: A new classification scheme for volcanic provinces and its geodynamic implications - *Bollettino della Società Geologica Italiana, Volume Speciale* 1, 113-127.

Peccerillo A., 2003 - Plio-Quaternary magmatism in Italy - *Episodes* 26, 222-226.



Peccerillo A., 2004 - Carbonate-rich pyroclastic rocks from central Apennines: Carbonatites or carbonated rocks?: A commentary. *In: Conticelli S., and Melluso L., eds., A showcase of the Italian research in petrology: Magmatism in Italy* - Periodico di Mineralogia, v. 73, Special Issue, p. 165–175

Peccerillo A., 2005 - Plio-Quaternary volcanism in Italy. Petrology, geochemistry, geodynamics - Springer, Berlin Heidelberg New York.

Peccerillo A. and Panza G.F., 1999 - Upper mantle domains beneath central-southern Italy: petrological, geochemical and geophysical constraints - *Pure and Applied Geophysics* 156, 421-443.

Peccerillo A., and Turco E., 2004 - Petrological and geochemical variations of Plio-Quaternary volcanism in the Tyrrhenian Sea area: Regional distribution of magma types, petrogenesis and geodynamic implications. *In: Conticelli S., and Melluso L., eds., A showcase of the Italian research in petrology: Magmatism in Italy* - Periodico di Mineralogia, v. 73, Special Issue, p. 231–251.

Peccerillo A. and Lustrino M., 2005 - Compositional variations of the Plio-Quaternary magmatism in the circum-Tyrrhenian area: deep- versus shallow mantle processes. *In: Foulger G.R., et al. (Eds.), Plates, Plumes and Paradigms* - Geological Society of America Special Paper 388, 421-434.

Peccerillo A., Panza G.F., Aoudi A. and Frezzotti M.L., 2008 - Relationships between Magmatism and Lithosphere-Asthenosphere Structure in the Western Mediterranean and Implications for Geodynamics - *Rendiconti Lincei* 19, 291-309.

Perrotta A., Scarpati C., Luongo G. and Morra V., 2006 - The Campi Flegrei caldera boundary in the city of Naples. *In: De Vivo, B., (Eds), Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites* - *Developments in Volcanology* 9, 85-96.

Perrotta A., Scarpati C., Luongo G. and Morra, V., 2010 - Stratigraphy and volcanological evolution of the southwestern sector of Campi Flegrei and Procida Island, Italy - *Geological Society of America Special Paper* 464, 171-191.

Pertusati S. and Buonanno A., 2009 - Structural evolution of a foreland basin succession: the Dauna Unit in the Sannio-Molise sector of the Southern Apennines - Italian Journal of Geosciences 128, 551-564.

Pescatore T.S., Sgrosso I. and Torre M., 1970 - Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano-lucano - Memorie della Società dei Naturalisti in Napoli 78, 337-408.

Petermann M. and Hirschmann M.M., 2003 - Partial melting experiments on a MORB-like pyroxenite between 2 and 3 Gpa: constraints on the presence of pyroxenite in basalt source regions from solidus location and melting rate - Journal of Geophysical Research 108, 2125.

Piccardo G.B., 1976 - Petrologia del massiccio lherzolitico di Suvero (La Spezia). Ofioliti 1, 279-317.

Piccardo G.B., 1977 - Le ofioliti dell'areale ligure: petrologia ed ambiente geodinamico di formazione - Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia 33, 221-252.

Piccardo G.B., 2003 - Mantle processes during ocean formation: Petrologic records in peridotites from the Alpine-Appennine ophiolites - Episodes 26 (3), 193-199.

Piccardo G.B., 2008 - The Jurassic Ligurian Tethys, a fossil ultra-slow spreading ocean: the mantle perspective - Geological Society of London, Special Publications, 293, 11-33.

Piccardo G.B., 2009 - Geodynamic evolution of the Jurassic Ligurian Tethys viewed from the mantle perspective - Italian Journal of Geosciences (Bollettino della Società Geologica Italiana) 128 (2), 565-574.

Piccardo G.B., 2010 - The Lanzo peridotite massif, Italian Western Alps: Jurassic rifting of the Ligurian Tethys. In: M., Downes H., Gregoire M., O'Reilly S.T. (eds) *Petrological Evolution of the European Lithospheric Mantle* - Geological Society, London, Special Publications, 337, 47-69.

Piccardo G.B., 2013 - Subduction of a fossil slow-ultraslow spreading ocean: a petrology-constrained geodynamic model based on the Voltri Massif, Ligurian Alps, Northwest Italy - *International Geology Review* 55(7), 787-803.

Piccardo G.B., and Guarnieri L., 2010 - The Monte Maggiore peridotite (Corsica, France): a case study of mantle evolution in the Ligurian Tethys - *Geological Society, London, Special Publications*, 337(1), 7-45.

Piccardo G.B. and Guarnieri L., 2011 - Gabbro-norite cumulates from strongly depleted MORB melts in the Alpine-Apennine ophiolites - *Lithos* 124(3), 200-214.

Piccardo G.B. and Vissers R.L.M., 2007 - The pre-oceanic evolution of the Erro-Tobbio peridotite (Voltri Massif - Ligurian Alps, Italy) - *Journal of Geodynamics* 43, 417-449.

Piccardo G.B., Rampone E. and Vannucci R., 1990 - Upper mantle evolution during continental rifting and ocean formation: evidence from peridotite bodies of the Western Alpine-Northern Apennine system - *Memoires de la Société Géologique de France* 156, 323-333.

Piccardo G.B., Rampone E. and Romairone A. 2002 - Formation and composition of the oceanic lithosphere of the Ligurian tethys: inferences from the Ligurian ophiolites - *Ofioliti* 27(2), 145-162.

Piccardo G.B., Müntener O., Zanetti A. and Pettke T., 2004a - Ophiolitic peridotites of the Alpine-Apennine system: Mantle processes and geodynamic relevance - *International Geology Review* 46(12), 1119-1159.

Piccardo G.B., Müntener O., Zanetti A., Romairone A., Bruzzzone S., Poggi E. and Spagnolo G., 2004b - The Lanzo South peridotite: Melt/peridotite interaction in the mantle lithosphere of the Jurassic Ligurian Tethys - *Ofioliti* 29(1), 37-62.

Piccardo G.B., Zanetti A. and Müntener O., 2007a - Melt/peridotite interaction in the Lanzo South peridotite: field, textural and geochemical evidence - *Lithos* 94(1-4), 181-209.

Piccardo G.B., Zanetti A., Pruzzo A. and Padovano M., 2007b - The North Lanzo peridotite body (NWItaly): lithospheric mantle percolated by MORB and alkaline melts – *Periodico di Mineralogia* 76(2-3), 199-221.

Piccardo G.B., Vannucci R. and Guarnieri L., 2009a - Evolution of the lithospheric mantle in an extensional setting: Insights from ophiolitic peridotites – *Lithosphere* 1, 81-87.

Piccardo G.B., Vannucci R. and Guarnieri L., 2009b - Evolution of the lithospheric mantle an extensional setting: Insight from ophiolitic peridotites - *Lithosphere* 1/2, 81-87.

Piedilato S. and Prosser G., 2005 - Thrust sequences and evolution of the external sector of a fold and thrust belt: An example from the Southern Apennines (Italy). *Journal of Geodynamics* 39, 386-402.

Piluso E., Cirrincione R. and Morten L., 2000 - Ophiolites of the Calabrian Peloritan Arc and their relationships with the crystalline basement (Catena Costiera and Sila Piccola, Calabria, southern Italy) - *GLOM 2000 excursion guide-book. Ofioliti* 25, 117-140.

Piochi M., Pappalardo L. and De Astis G., 2004 - Geochemical and isotopic variations within the Campanian Comagmatic Province: implications on magma source composition – *Annals of Geophysics* 47, 1485-1499.

Piromallo C., Gasperini D., Macera P. and Faccenna C., 2008 - A late Cretaceous contamination episode of the European–Mediterranean mantle - *Earth and Planetary Science Letters* 266 (1-2), 15-27.

Plank T. and Langmuir C.H., 1998 - The geochemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle - *Chemical Geology* 145, 325-394.

Powell R., and Powell M., 1977 - Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: a reappraisal - *Mineralogical Magazine* 41(318), 257-263.

Prelevic D., Foley S.F., Romer R. and Conticelli S., 2008 - Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics - *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72(8), 2125-2156.

Putirka K., 2008 - Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *In: Putirka K. e Tepley F. (eds.) Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* - Mineralogical Society of America 69, 61-120.

Putirka K., Ryerson F.J. and Mikaelian H., 2003 - New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria - *American Mineralogist* 88, 1542-1554.

Rampone E., 2004 - Mantle dynamics during Permo-Mesozoic extension of the Europe-Adria lithosphere: Insights from the Ligurian ophiolites. *In: Conticelli S., and Melluso L., eds., A showcase of the Italian research in petrology: Magmatism in Italy* - *Periodico di Mineralogia*, v. 73, Special Issue, p. 215-230.

Rampone E. and Piccardo G.B., 2000 - The ophiolite-oceanic analogue: new insights from the Northern Apennines (Italy). *In: Dilek Y., Moores E.M., Elthon D. and Nicolas A., (eds.) Ophiolites and Oceanic Crust: new insights from field studies and the Ocean Drilling Program* - Geological Society of America Special Paper 349, pag. 21-34.

Rampone E. and Borghini G., 2008 - Melt migration and intrusion in the Erro-Tobbio peridotites (Ligurian Alps, Italy): insights on magmatic processes in extending lithospheric mantle - *European Journal of Mineralogy* 20, 573-585.

Rampone E., Piccardo G.B., Vannucci R., Bottazzi P. and Ottolini L., 1993 - Subsolidus reactions monitored by trace element partitioning: the spinel- to plagioclase-facies transition in mantle peridotites - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 115, 1-17.

Rampone E., Hofmann A.W., Piccardo G.B., Vannucci R., Bottazzi P. and Ottolini L., 1995 - Petrology, mineral and isotope geochemistry of the External Liguride Peridotites (Northern Apennines, Italy) - *Journal of Petrology* 36, 81-105

Rampone E., Hofmann A.W., Piccardo G.B., Vannucci R., Bottazzi P. and Ottolini L., 1996 - Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (Internal Liguride, N-Italy) - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 61-76

Rampone E., Piccardo G.B., Vannucci R. and Bottazzi P., 1997 - Chemistry and origin of trapped melts in ophiolitic peridotites - *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 4557-4569.

Rampone E., Romairone A. and Hofmann A.W., 2004 - Contrasting bulk and mineral chemistry in depleted mantle peridotites: evidence for reactive porous flow - *Earth and Planetary Science Letters* 218, 491-506

Rampone E., Hofmann A.W. and Rackzek I., 1998 - Isotopic contrasts within the Internal Liguride ophiolite (N. Italy): the lack of a genetic mantle-crust link - *Earth and Planetary Science Letters* 163, 175-189

Rampone E., Romairone A., Abouchami W., Piccardo G.B. and Hofmann A.W., 2005 - Chronology, petrology and isotope geochemistry of the Erro-Tobbio peridotites (Ligurian Alps, Italy): records of late Paleozoic lithospheric extension - *Journal of Petrology* 46, 799-827.

Rampone E., Piccardo G.B. and Hofmann A.W., 2008 - Multi-stage melt-rock interaction in the Mt.Maggiore (Corsica, France) ophiolitic peridotite: microstructural and geochemical evidence - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156 (4), 453-475, DOI 10.1007/s00410-008-0296-y.

Rampone E., Hofmann A.W., Rackzek I., 2009 - Isotopic equilibrium between mantle peridotite and melt: Evidence from the Corsica ophiolite - *Earth and Planetary Science Letters* 288, 601-610.

Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D. and Applegate G.S., 1999 - Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle - *Chemical Geology* 160, 335-356.



Ritter J.R.R., Jordan M., Christensen U.R. and Achauer U., 2001 - A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany - *Earth and Planetary Science Letters* 186, 7–14.

Rivalenti G., Vannucci R., Rampone E., Mazzucchelli M., Piccardo G.B., Piccirillo E. M., Bottazzi P. and Ottolini L., 1996 - Peridotite clinopyroxene chemistry reflects mantle processes rather than continental versus oceanic settings - *Earth and Planetary Science Letters* 139(3), 423-437.

Robertson A.H.F., 2002 - Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region - *Lithos* 65, 1-67.

Roeder P.L. and Emslie R.F., 1970 - Olivine–liquid equilibrium - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 29, 275- 289.

Rolandi G., Bellucci F., Heizler M.T., Belkin H.E. and De Vivo B., 2003 - Tectonic controls on the genesis of ignimbrites from the Campanian Volcanic Zone, southern Italy - *Mineralogy and Petrology* 79, 3-31.

Rolandi G., Bellucci F. and Cortini M., 2004 - A new model for the formation of the Somma Caldera - *Mineralogy and Petrology* 80, 27-44.

Rollet N., Deverchere J., Beslier M.O., Guennoc P., Rehault J.P., Sosson M. and Truffert C., 2002 - Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean - *Tectonics* 21(3).

Rosatelli G., Stoppa F. and Jones A.P., 2000 - Intrusive calcite-carbonatite occurrence from Mt. Vulture volcano, southern Italy - *Mineralogical Magazine* 64, 615–624.

Rosenbaum G. and Lister G.S., 2005 - The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions - *Earth-Science Reviews* 69, 281–306.

Rosenbaum G., Lister G.S. and Duboz C., 2002 - Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny - *Tectonophysics* 359, 117–129.

Rossetti F., Goffé B., Monié P., Faccenna C. and Vignaroli G., 2004 - Alpine orogenic P-T-t-deformation history of the Catena Costiera area and surrounding regions (Calabria Arc, southern Italy): The nappe edifice of north Calabria revised with insights on the Tyrrhenian-Appennine system formation - *Tectonics* 23, TC6011.

Rottura A., Del Moro A., Pinarelli L., Petrini R., Peccerillo A., Caggianelli A., Bargossi G.M. and Piccaterra G., 1991 - Relationships between intermediate and acidic rocks in orogenic granitoid suites: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) data from Capo Vaticano (southern Calabria, Italy) - *Chemical Geology* 92, 153-176.

Roure F., Casero P. and Addoum B., 2012 - Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere - *Tectonics* 31, TC3006, doi:10.1029/2011TC00298

Rubatto D., Gebauer D. and Fanning M., 1998 - Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132, 269-287.

Rubatto D., Gebauer D. and Compagnoni R., 1999 - Dating of eclogite-facies zircons. The age of the Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps) - *Earth and Planetary Science Letters* 167, 141-158.

Russo M., Zuppetta A. and Guida A., 1995 - Alcune precisazioni stratigrafiche sul Flysch del Cilento (Appennino meridionale) - *Bollettino della Società Geologica Italiana* 114, 353-359.

Ryan I.G., Morris I., Tera F., Leeman W.P. and Tsvetkov A., 1995 - Cross-arc geochemical variations in the Kurile Arc as a function of slab depth - *Science* 270, 625-627.

Sanfilippo A. and Tribuzio R., 2013 - Building of the deepest crust at a fossil slow-spreading centre (Pineto gabbroic sequence, Alpine Jurassic ophiolites) - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 165, 705-721.

Salters V.J.M. and Stracke A., 2004 - The composition of the depleted mantle – Geochemistry, Geophysics, Geosystems 5, DOI: 10.1029/2003GC000597.

Santacroce R., Cristofolini R., La Volpe L., Orsi G. and Rosi M., 2003 - Italian active volcanoes. Episodes 26, 227-234.

Santacroce R., Cioni R., Marianelli P., Sbrana A., Sulpizio R., Zanchetta G., Donahue, D.J. and Joron J.L., 2008 - Age and whole rock–glass compositions of proximal pyroclastics from the major explosive eruptions of Somma–Vesuvius: A review as a tool for distal tephrostratigraphy - Journal of Volcanology and Geothermal Research 177, 1-18.

Santo A., 1988 - Ricerche sul Terziario dei Monti Alburni (Campania) - Atti 74° Congresso della Società Geologica Italiana vol. A, 481-485.

Savelli C., 2002 - Time–space distribution of magmatic activity in the western Mediterranean and peripheral orogens during the past 30 Ma (a stimulus to geodynamic considerations) - Journal of Geodynamics 34, 99–126.

Scandone P. and Sgrosso I., 1965 - Sulla paleogeografia della Penisola Sorrentina dal Cretacico superiore al Miocene - Bollettino della Società Naturalisti in Napoli 74, 159-177.

Scandone R., Bellucci F., Lirer L., Rolandi G., 1991 - The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes (Italy) - Journal of Volcanology and Geothermal Research 48, 1-31.

Scarpati C., Cole P. and Perrotta A., 1993 - The Neapolitan Yellow Tuff - A large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, southern Italy - Bulletin of Volcanology 55, 343-356.

Schaltegger U., Desmurs L., Manatschal G., Müntener O., Meier M., Frank M. and Bernoulli D., 2002 - Transition from a rifted continental margin to a slow spreading system: field and isotopic constraints from a Tethyan ophiolite - Terra Nova 14, 156–162.

Schettino A. and Scotese C.R., 2002 - Global kinematic constraints to the tectonic history of the Mediterranean region and surrounding areas during the Jurassic and Cretaceous. *In: Rosenbaum G., Lister G.S. (eds) Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogen* – Journal of the Virtual Explorer 7, 147–166.

Schettino A. and Turco E., 2009 - Breakup of Pangeaea and plate kinematics of the central Atlantic and atlas regions - Geophysical Journal International 178, 1078-1097.

Schettino A. and Turco E., 2011 - Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic - Geological Society of America Bulletin 123, 89-105.

Schiano P., Clocchiatti R., Ottolini L. and Sbrana A., 2004 - The relationship between potassic, calc-alkaline and Na-alkaline magmatism in South Italy volcanoes: A melt inclusion approach - Earth and Planetary Science Letters 220, 121-137.

Schneider M.E. and Eggler D.H., 1987 - Fluids in equilibrium with peridotite minerals: Implications for mantle metasomatism - Geochimica et Cosmochimica Acta 50, 711-724.

Sciamanna S., Sassi W., Gambini R., Rudkiewicz J.L., Mosca F. and Nicolai C., 2004 - Predicting hydrocarbon generation and expulsion in the southern Apennines thrust belt by 2-D integrated structural and geochemical modeling: Structural and Thermal Evolution. *In: Swennen R., Roure F., Granath J.W. (Eds.), Deformation, fluid flow, and reservoir appraisal in foreland fold and thrust belts* - AAPG Hedberg Series 1, pp. 51–67.

Scrocca D., 2010 - Southern Apennines: structural setting and tectonic evolution. *In: Beltrando M., Peccerillo A., Mattei M., Conticelli S., Doglioni C. (Eds.), The Geology of Italy: tectonics and life along plate margins* - Journal of the Virtual Explorer 36, paper 13.

Scrocca D. and Tozzi M., 1999 - Tettogenesi mio-pliocenica dell'Appennino molisano – Bollettino della Società Geologica Italiana 118, 423-441.

Scrocca D., Doglioni C. and Innocenti F., 2003 - Constraints for an interpretation of the Italian geodynamics: a review. *In: Scrocca D., Doglioni C., Innocenti F., Manetti P., Mazzotti A., Bertelli L. Burbi L., D'Offizi S. (Eds.): CROP Atlas: seismic reflection profiles of the Italian crust* - Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia 62, 15-46.

Sella M., Turci C. and Riva A., 1988 - Sintesi geopetrolifera della Fossa bradanica (Avanfossa della catena appenninica meridionale) - Memorie della Società Geologica Italiana 41, 87-107.

Selli R., 1957 - Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale - Giornale di Geologia 26, 1-54.

Selli R., 1962 - Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro meridionale - Memorie della Società Geologica Italiana 3, 737-789.

Sen G. and Jones R., 1989 - Experimental Equilibration of Multicomponent Pyroxenes in the Spinel Peridotite Field: Implications for Practical Thermometers and a Possible Barometer - Journal of Geophysical Research 94, 17,871-1,880.

Seranne M., 1999 - The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. *In: Durand B. et al. (eds.) The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen* - Geological Society of London Special Publications 156, 15 - 37.

Serri G., 1980 - Chemistry and petrology of gabbroic complexes from the Northern Apennines ophiolites. *In: Panayiotou, A., (eds), Ophiolites* - Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, pp. 296-313.

Serri G., 1990 - Neogene-Quaternary magmatism of the Tyrrhenian region: characterization of the magma sources and geodynamic implications - Memorie della Società Geologica Italiana 41, 219-242.

Seyler M. and Bonatti E., 1994 - Na, AlIV and AlVI in clinopyroxenes of subcontinental and suboceanic ridge peridotites: A clue to different melting processes in the mantle? - Earth and Planetary Science Letters 122(3), 281-289.

Sgrosso I., 1981 - Il significato delle calciruditi di Piaggine nell'ambito degli eventi del Miocene inferiore nell'Appennino Campano-Lucano - Bollettino della Società Geologica Italiana 100, 129-137.

Sgrosso I., 1986 - Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale - Memorie della Società Geologica Italiana 35, 203-219.

Sgrosso I., 1998 - Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud appenninico - Bollettino della Società Geologica Italiana 117, 679-724.

Shaw J.E., Baker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F. and Ibrahim K.M., 2003 - Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian plate (Jordan): A mixed lithosphere-asthenosphere source activated by lithospheric extension - Journal of Petrology 44, 1657-1679, doi:10.1093/petrology/egg052.

Shimabukuro D.H., Wakabayashi J., Alvarez W. and Chang S., 2012 - Cold and old: The rock record of subduction initiation beneath a continental margin, Calabria, southern Italy - Lithosphere 4, 524-532.

Suhr G. and Edwards S.J., 2000 - Bay of Islands ophiolite. Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the ocean drilling program, 433pp.

Sibuet J.C., Srivastava S.P. and Spakman W., 2004 - Pyrenean orogeny and plate kinematics - Journal of Geophysical Research 109, B08104.

Shiner P., Beccacini A. and Mazzoli S., 2004 - Thin-skinned versus thick-skinned structural models for Apulian Carbonate Reservoirs: constraints from the Val D'Agri Fields - Marine and Petroleum Geology 21, 805-827.

Snow J.E. and Dick H.J., 1995 - Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotites - Geochimica et Cosmochimica Acta 59(20), 4219-4235.



Sobolev S.V., Zeyen H., Granet M., Achauer U., Bauer C., Werling F., Altherr R. and Fuchs K., 1997 - Upper mantle temperatures and lithosphereasthenosphere system beneath the French Massif central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations - *Tectonophysics* 275, 143–164.

Somma R., Ayuso R.A., De Vivo B. and Rolandi G., 2001 - Major, trace element and isotope geochemistry (Sr-Nd-Pb) of interplinian magmas from Mt. Somma-Vesuvius (Southern Italy) – *Mineralogy and Petrology* 73, 121–143.

Spadea P., 1976 - I carbonati nelle rocce metacalcaree della Formazione del Frido della Lucania - *Ofioliti* 1, 431–456.

Spadea P., 1982 - Continental crust rocks associated with ophiolites in Lucanian Apennine (southern Italy) - *Ofioliti* 2 (3), 501–522.

Spadea P., 1994 - Calabria-Lucania Ophiolites. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata* 36, 271–281.

Spakman W. and Wortel M.J.R., 2004 - A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. In: *Cavazza W., Roure F.M., Spakman W., Stampfli G.M., Ziegler P. A. (Eds.), The TRANSMED Atlas – the Mediterranean Region from Crust to Mantle* - Springer-Verlag, Berlin, pp. 31–52.

Spencer K. J. and Lindsley, D.H., 1981 - A solution model for coexisting iron-titanium oxides - *American Mineralogist* 66 (11–12), 1189–1201.

Spera F.J. and Bohrsen W.A., 2001 - Energy-constrained open-system magmatic processes: general model and energy-constrained assimilation and fractional crystallization (EC-AFC) formulation - *Journal of Petrology* 42, 999–1018.

Speranza F., Villa I.M., Sagnotti L., Florindo F., Cosentino D., Cipollari P., Mattei M., 2002 - Age of the Corsica–Sardinia rotation and Liguro-Provençal spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence – *Tectonophysics* 347, 231–251.

Speranza F., Minelli L., Pignatelli A. and Chiappini M., 2012 - The Ionian Sea: The oldest in situ ocean fragment of the world? - *Journal of Geophysical Research* 117, B12101.

Stampfli G.M., 2000 - Tethyan oceans. *In: Bozkurt E., Winchester J.A. and Piper J.D.A. (eds) Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* - Geological Society, London, Special Publications 173, 1-23.

Stampfli G.M. and Mosar J., 1999 - The making and becoming of Apulia – *Memorie di Scienze Geologiche* 51, 141–154.

Stampfli G.M. and Borel G.D., 2002 - A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones - *Earth and Planetary Science Letters* 196, 17-33.

Stampfli G.M. and Hochard C. 2009 - Plate tectonics of the Alpine realm. *In: Murphy J.B., Keppie J.D. Hynes A.J. (eds) Ancient Orogens and Modern Analogues* - Geological Society, London, Special Publications 327, 89–111.

Stampfli G.M., Borel G.D., Marchant R. and Mosar J., 2002a - Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *In: Rosenbaum G., Lister G.S. (Eds.), Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*. *Journal of the Virtual Explorer* 7, 75 - 104.

Stampfli G.M., von Raumer J.F. and Borel G.D., 2002b - Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision. *In: Martínez Catalán J.R., Hatcher R.D., Jr., Arenas R., and Díaz García F., (eds.), Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement* - Geological Society of America Special Paper 364, 263–280.

Streckeisein A., 1976 - To each plutonic rocks its proper name - *Earth Science Reviews* 12, 1-33.

Stoppa F. and Lavecchia, G., 1992 - Late Pleistocene ultra-alkaline magmatic activity in the Umbria-Latium region (Italy): An overview - *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 52, 277–293, doi: 10.1016/0377-0273(92)90049-J.

Stoppa F., Lloyd F.E. and Rosatelli G., 2003 - CO<sub>2</sub> as the propellant of carbonatite-kamafugite cognate pairs and the eruption of diatremic tuffisite - *Periodico di Mineralogia* 72, 205–222.

Stormer J.C., 1983 - The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron–titanium oxides - *American Mineralogist* 68(5-6), 586-594.

Sun S.-s. and McDonough W.F., 1989 - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In: Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publications 42, 313-345.

Takazawa E., Frey F.A., Shimizu N. and Obata M., 2000 - Whole rock compositional variations in an upper mantle peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan): are they consistent with a partial melting process? - *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64(4), 695-716.

Tamura A. and Arai S., 2006 - Harzburgite–dunite–orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle – *Lithos* 90(1), 43-56.

Tatsumi Y., 2000 - Continental crust formation by crustal delamination in subduction zones and complementary accumulation of the Enriched Mantle I component in the mantle - *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1, 12, doi:10.1029/2000GC000094.

Tavani S. and Cifelli F., 2010 - Deformation pattern analysis and tectonic implications of a décollement level within the Central Apennines (Italy) - *Geological Journal* 45, 582-596.

Taylor S.R. and McLennan S.M., 1985 - The continental crust: its composition and evolution - Blackwall, Oxford, pp. 312.

Taylor R.N. and Nesbitt R.W., 1998 - Isotopic characteristics of subduction fluids in an intra-oceanic setting, Izu–Bonin Arc, Japan - *Earth and Planetary Science Letters* 164, 79–98.

Thy P., Leshner C.E. and Tegner C., 2013 - Further work on experimental plagioclase equilibria and the Skaergaard liquidus temperature - *American Mineralogist* 98, 1360–1367.

Thomsen T.B. and Schmidt M.W., 2008 - Melting of carbonated pelites at 2.5–5.0 GPa, silicate–carbonatite liquid immiscibility, and potassium–carbon metasomatism of the mantle - *Earth and Planetary Science Letters* 267(1), 17–31.

Tonarini S., Leeman W.P., Civetta L., D'Antonio M., Ferrara G. and Necco A., 2004 - B/Nb and  $\delta^{11}\text{B}$  systematics in the Phlegrean Fields District, Italy - *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 133, 123–139.

Tortorici L., Catalano S. and Monaco C., 2009 - Ophiolite-bearing melanges in southern Italy - *Geological Journal* 44, 153–166.

Totten M.W., Hanan M.A. and Weaver B.L., 2000 - Beyond whole rock geochemistry of shales: the importance of assessing mineralogic controls for revealing tectonic discriminants of multiple sediment source for Ouachita Mountain Flysch deposits - *Geological Society of America Bulletin* 112, 1012–1022.

Tozzi M., Menconi A. and Sciamanna S., 1996 - Studio strutturale del M. Bulgheria (Cilento meridionale) e sue implicazioni per la tettonogenesi dell'Appennino campano - *Bollettino della Società Geologica Italiana* 115, 249–278.

Tribuzio R., Tiepolo M. and Vannucci R., 2000 - Evolution of gabbroic rocks of the Northern Apennine ophiolites (Italy): Comparison with the lower oceanic crust from modern slow-spreading ridges. In: *Dilek Y., Moores E.M., Elthon D., Nicolas, A., (eds.), Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program* - Geological Society of America Special Paper 349, 129–138.

Tribuzio R., Thirlwall M.F. and Vannucci R., 2004 - Origin of the gabbro-peridotite association from the Northern Apennine ophiolites (Italy) - *Journal of Petrology* 45, 1109-1124.

Trua T., Esperança S. and Mazzuoli R., 1998 - The evolution of the lithospheric mantle along the N. African plate: Geochemical and isotopic evidence from the tholeiitic and alkaline volcanic rocks of the Hyblean Plateau, Italy - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 131, 307-322.

Trua T., Serri, G. and Marani M.P., 2003 - Lateral flow of African mantle the nearby Tyrrhenian plate: Geochemical evidence - *Terra Nova* 15, 433-440.

Trua T., Serri G., Marani M.P., Rossi L.P., Gamberi F. and Renzulli A. 2004 - Mantle domains beneath the southern Tyrrhenian: constraints from recent seafloor sampling and dynamic implications – *Periodico di Mineralogia* 73, 53-73.

Turco E., Schettino A., Pierantoni P.P. and Santarelli G., 2006 - The Pleistocene extension of the Campania Plain in the framework of the southern Tyrrhenian tectonic evolution: morphotectonic analysis, kinematic model and implications for volcanism. In: *De Vivo B., (Eds), Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites* - *Developments in Volcanology* 9, 27-51.

Turco E., Macchiavelli C., Mazzoli S., Schettino A. and Pierantoni P.P., 2012 - Kinematic evolution of Alpine Corsica in the framework of Mediterranean mountain belts - *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2012.05.010.

Turner S.P., Hawkesworth C.J., Rogers N., Bartlett J., Worthington T., Hergt J., Pearce J. and Smith I., 1997 -  $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$  disequilibria, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc - *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 4855-4884.

Ulrych J., Svobodová J. and Balogh K., 2002 - The source of Cenozoic volcanism in the České Stredohorí Mts., Bohemian Massif - *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen* 177, 133-162.

Vannucci R., Rampone E., Piccardo G.B., Ottolini L. and Bottazzi, P., 1993 - Ophiolitic magmatism in the Ligurian Tethys: An ion microprobe study of basaltic clinopyroxenes - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 115, 123-137.

Vannucci G., Pondrelli S., Argnani A., Morelli A. Gasperini P. and Boschi E., 2004 - An Atlas of Mediterranean seismicity - *Annals of Geophysics, Supplement to V. 47, N.1*, 247-306.

Venturelli G., Thorpe R.S. and Potts P.J., 1981 - Rare Earth and trace elements characteristics of ophiolitic metabasalts from the Alpine-Apennine belt - *Earth and Planetary Science Letters* 53, 109-12.

Vernon R.H. and Clarke G.L., 2008 - *Principles of Metamorphic Petrology* - Cambridge University Press, pp. 446.

Vezzani L., 1966 - La sezione tortoniana di Perosa sul Fiume Sinni presso Episcopia (Potenza) - *Geologica Romana* 5, 263-290.

Vezzani L. and Ghisetti F.C., 1998 - Carta geologica dell'Abruzzo, scala 1:100.000 - Regione Abruzzo, Settore urbanistica-beni ambientali e cultura. S.EL.CA., Firenze.

Vezzoli L., 1988 - Island of Ischia – Quaderni de La Ricerca Scientifica, CNR Rome, 114 pp.

Vigliotti L., and Langenheim V.E., 1995 - Whenn did Sardinia stop rotating? - New palaeomagnetic results, *Terra Res.*, 7, 424 – 435.

Vignaroli G., Faccenna C., Rossetti F. and Jolivet L. 2009 - Insights from the apennines metamorphic complexes, their bearing on the kinematics evolution of the Orogen. In: *Van Hinsbergen D.J.J., Edwards M.A., Govers R. (Eds.), Geodynamics of collision and collapse at the Africa-Arabia-Eurasia subduction zone* - Geological Society, London, Special Publications 311, 235-256.



Vigouroux N., Wallace P.J., Williams-Jones G., Kelley K., Kent A.J.R. and Williams-Jones A.E., 2012 - The sources of volatile and fluid-mobile elements in the Sunda arc: A melt inclusion study from Kawah Ijen and Tambora volcanoes, Indonesia – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13, article number Q09015.

Villemant B., 1988 - Trace element evolution in the Phlegrean Fields (Central Italy): fractional crystallization and selective enrichment – *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 169-183.

Vissers R.L.M., Drury M.R., Hoogerduijn Strating E.H. and Van der Val D., 1991 - Shear zones in the upper mantle: a case study in an Alpine lherzolite massif – *Geology* 19, 990-993.

Vitale S. and Mazzoli S., 2009 - Finite strain analysis of a natural ductile shear zone in limestones: insights into 3-D coaxial vs. non-coaxial deformation partitioning - *Journal of Structural Geology* 31, 104-113.

Vitale S. and Ciarcia S., 2013 - Tectono-stratigraphic and kinematic evolution of the southern Apennines/Calabria-Peloritani Terrane system (Italy) - *Tectonophysics* 583, 164-182.

Vitale S., Ciarcia S., Mazzoli S., Iannace A. and Torre M., 2010 - Structural analysis of the 'Internal' Units of Cilento, Italy: new constraints on the Miocene tectonic evolution of the southern Apennine accretionary wedge - *Comptes Rendus Geosciences* 342, 475-482.

Vitale S., Ciarcia S., Mazzoli S. and Zaghloul M.N., 2011 - Tectonic evolution of the 'Liguride' accretionary wedge in the Cilento area, southern Italy: a record of early Apennine geodynamics - *Journal of Geodynamics* 51, 25-36.

Vitale S., Dati F., Mazzoli S., Ciarcia S., Guerriero V. and Iannace A. 2012 - Modes and timing of fracture network development in poly-deformed carbonate reservoir analogues, Mt. Chianello, southern Italy - *Journal of Structural Geology*, 37, 223-235.

Vitale S., Fedele L., Tramparulo F., Ciarcia S., Mazzoli S and Novellino A., 2013 - Structural and petrological analyses of the Frido Unit (southern Italy): New insights into the early tectonic evolution of the southern Apennines–Calabrian Arc system - *Lithos* 168–169 (2013) 219–235.

Voggenreiter W., Hotzl H. and Mechie J., 1988 - Low-angle detachment origin for the Red Sea rift system? - *Tectonophysics* 150, 51–75.

Vollmer R., 1976 - Rb-Sr and U-Pb systematics of alkaline rocks: The alkaline rocks from Italy - *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40, 283–295, doi: 10.1016/0016-7037(76)90205-2.

Vollmer R., 1989 - On the origin of the Italian potassic magmas: A discussion contribution - *Chemical Geology* 74, 229–239, doi: 10.1016/0009-2541(89)90034-X.

Walker J.A., Patino L.C., Carr M.J. and Feigenson M.D., 2001 - Slab control over HFSE depletions in central Nicaragua - *Earth and Planetary Science Letters* 192, 533–543.

Webster J.D., Raia F., Tappen C. and De Vivo B., 2003 - Pre-eruptive geochemistry of the ignimbrite-forming magmas of the Campanian Volcanic Zone, Southern Italy, determined from silicate melt inclusions – *Mineralogy and Petrology* 79, 99–125.

Wells P.R.A., 1977 - Pyroxene thermometry in simple and complex systems - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 62, 129–139.

Wendlandt R.F. and Eggler D.H., 1980a - The origins of potassic magmas: 1. Melting relations in the systems  $\text{KAlSiO}_4\text{-Mg}_2\text{SiO}_2$  and  $\text{KAlSiO}_4\text{-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2$  to 30 kilobars - *American Journal of Science* 280, 385–420.

Wendlandt R.F. and Eggler D.H., 1980b - The origins of potassic magmas: 2. Stability of phlogopite in natural spinel lherzolite and in the  $\text{KAlSiO}_4\text{-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$  at high pressures and high temperatures - *American Journal of Science* 280, 421–458.

White R.V. and Saunders A.D., 2005 - Volcanism, impact and mass extinctions: incredible or credible coincidences? - *Lithos* 79(3–4), 299–316.

Wicks F.J. and Plant A.G., 1979 - Electron-microprobe and X-ray-microbeam studies of serpentine textures - *The Canadian Mineralogist* 17, 785-830.

Willbold M. and A. Stracke, 2006 - Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust - *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7, Q04004, doi:10.1029/2005GC001005.

Wilson M., 1989 - *Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach* - Unwyn Hyman, London, 466 pag.

Wilson M. and Downes H., 1991 - Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in Western and Central Europe - *Journal of Petrology* 32, 811-849.

Wilson M. and Bianchini G., 1999 - Tertiary-Quaternary magmatism within the Mediterranean and surrounding regions. *In: Durand, B., et al., (eds.), The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen* - Geological Society of London Special Publication 156, 141-168.

Wilson M. and Patterson R., 2001 - Intraplate magmatism related to short wavelength convective instabilities in the upper mantle: Evidence from the Tertiary-Quaternary volcanic province of western and central Europe. *In: Ernst R.E., Buchan K.L., (eds.), Mantle plumes: Their identification through time: Boulder, Colorado* - Geological Society of America Special Paper 352, 37-58.

Winchester J.A. and Floyd P.A., 1976 - Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks - *Earth and Planetary Science Letters* 28, 459-469.

Workman R.K. and Hart S.R., 2005 - Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) - *Earth and Planetary Science Letters* 231, 53-72.

Wood B.J. and Banno S., 1973 - Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 42, 109-124.

Wronkiewicz D.J. and Condie K.C., 1987 - Geochemistry of Archean shales from the Witswatersrand Supergroup, South Africa: source area weathering and provenance - *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 2401-2416.

Wyllie P.J., 1977 - Crustal anatexis: an experimental review - *Tectonophysics* 43, 41-71.

Yaxley G.M., 2000 - Experimental study of the phase and melting relations of homogeneous basalt + peridotite mixtures and implications for the petrogenesis of flood basalts - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 326-338.

Zanetti A., D'Antonio M., Spadea P., Raffone N., Vannucci R. and Brugeir O., 2006 - Petrogenesis of mantle peridotites from the Izu-Bonin-Mariana (IBM) forearc - *Ofioliti* 31(2), 189-206.

Ziegler P.A., 1988 - Evolution of the Arctic-North Atlantic and the western Tethys - *American Association of Petroleum Geologists Memoirs* 43, 198 pp.

Zindler A. and Hart S., 1986 - Chemical geodynamics - *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14, 493-571.

Zuppetta A., Russo M. and Turco E., 1984 - Alcune osservazioni sulle Tufiti di Tusa nell'area compresa tra la Valsinni e Rocca Imperiale (confine calabro-lucano) - *Bollettino della Società Geologica Italiana* 103, 623-627.

## Siti di Campionatura e composizione chimica rocce totali

Tabella A1 – Coordinate geografiche dei campioni prelevati lungo il versante settentrionale dei Monti del Pollino.

Sigla	Latitudine	Longitudine
TMG1	39°59'25.07"N	16°15'5.02"E
TMG2	39°59'12.52"N	16°15'5.26"E
TMG3	39°59'7.78"N	39°59'7.78"N
TMG4	39°59'0.29"N	16°14'56.95"E
TMG5	39°58'53.22"N	16°15'0.25"E
TMG6	39°58'50.41"N	16°14'53.69"E
TMG7	39°58'47.85"N	16°15'1.54"E
TMG8	39°58'42.76"N	16°14'53.90"E
TMG9	39°58'30.76"N	16°15'9.27"E
TMG10	39°58'24.02"N	16°15'2.98"E
TMG11	39°58'29.39"N	16°15'3.78"E
TMG12	39°58'38.19"N	16°15'8.74"E
TMG13	39°58'49.61"N	16°15'22.73"E
TPS1	39°59'45.89"N	16°15'20.52"E
TPS2	39°59'46.93"N	16°15'31.71"E
TPS3	39°59'57.78"N	16°15'56.08"E
TPS4	39°59'54.94"N	16°15'45.49"E
TPS5	39°59'51.22"N	16°16'1.56"E
TPS6	39°59'36.61"N	16°15'54.16"E
TPS7	39°59'37.36"N	16°15'49.09"E
TPS8	39°59'45.39"N	16°15'56.22"E
TPS9	39°59'33.23"N	16°15'52.02"E
TPS10	39°59'40.15"N	16°15'55.85"E
TPS11	39°59'51.14"N	16°15'53.02"E
TPS12	39°59'46.76"N	16°16'0.69"E
TPS13	39°59'39.44"N	16°15'2.44"E
TPS14	39°59'45.98"N	16°15'51.58"E
TPS15	39°59'48.44"N	16°15'55.64"E
SSL1	40° 1'24.06"N	16° 8'32.29"E
SSL2	40° 1'18.90"N	16° 9'17.41"E
SSL3	40° 1'8.82"N	16° 8'5.78"E
SSL4	40° 1'56.69"N	16° 9'51.63"E
SSL5	40° 1'36.62"N	16° 7'35.25"E
SSL6	40° 0'55.25"N	16° 8'41.39"E
SSL7	40° 2'11.31"N	16° 4'24.84"E
SSL8	40° 1'19.58"N	16° 5'33.76"E
SSL9	40° 1'4.15"N	16° 6'59.33"E
SSL10	40° 1'53.01"N	16° 8'18.22"E
SSL11	40° 1'45.77"N	16° 8'51.43"E
SSL12	40° 1'43.70"N	16° 9'4.01"E
SSL13	40° 1'54.88"N	16° 9'24.12"E
SSL14	40° 2'3.21"N	16° 9'10.41"E
SSL15	40° 2'5.49"N	16° 8'1.65"E
EP1	40° 4'24.73"N	16° 6'20.07"E
EP2	40° 4'9.18"N	16° 5'55.99"E
EP3	40° 3'59.53"N	16° 6'24.25"E
EP4	40° 4'24.72"N	16° 8'35.95"E
EP5	40° 4'19.44"N	16° 9'15.68"E
EP6	40° 4'18.99"N	16° 9'24.72"E
EP7	40° 4'3.28"N	16°10'11.56"E
EP8	40° 4'33.61"N	16° 8'36.00"E
EP9	40° 3'34.81"N	16° 9'32.65"E
EP10	40° 2'58.24"N	16° 9'5.34"E
EP11	40° 3'32.15"N	16° 7'30.75"E
EP12	40° 3'14.33"N	16° 7'11.14"E

Tabella A2 – Composizione chimica delle rocce ignee campionate lungo il versante settentrionale dei Monti del Pollino.

Sigla	SSL 5	SSL 8	SSL 9	TPS 1	EP 2	EP 3	EP 4	EP 5	EP 7	SSL 1	SSL 2	SSL 3
Età (Ma)	160	160	160	160	160	160	160	160	160	160	160	160
Roccia	LA	LA	LA	L	L	L	L	L	L	L	L	L
SiO <sub>2</sub>	45,13	45,28	45,41	45,04	45,17	45,04	45,03	45,14	44,72	44,82	44,53	44,50
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,11	0,12	0,12	0,17	0,12	0,12	0,16	0,12	0,12	0,11	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,41	2,29	2,40	0,94	0,97	1,04	0,96	0,98	1,07	0,97	1,00	0,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	7,66	7,82	7,78	7,94	7,76	7,77	7,86	7,66	7,89	7,52	7,56	7,66
MnO	0,33	0,14	0,11	0,64	0,66	0,62	0,61	0,64	0,63	0,63	0,64	0,64
MgO	41,84	42,19	42,14	43,96	44,03	44,06	44,17	44,12	44,15	44,65	44,78	44,76
CaO	2,36	2,08	1,94	1,25	1,14	1,24	1,16	1,16	1,33	1,19	1,28	1,27
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,05	0,02	0,02	0,04	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	11,11	11,12	10,31	10,13	11,01	11,77	9,79	10,36	10,12	9,98	9,82	10,61
Alk	0,11	0,07	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,11	0,07	0,08	0,10	0,07
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,14	0,40	0,60	0,60	0,50	0,33	0,60	0,83	0,40	0,33	0,67	0,40
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,98	0,91	0,81	1,32	1,17	1,20	1,22	1,18	1,24	1,23	1,28	1,32
FeO(t)	6,89	7,04	7,00	7,15	6,98	6,99	7,08	6,89	7,10	6,77	6,81	6,89
Mg#	91,54	91,44	91,48	91,64	91,83	91,83	91,76	91,94	91,73	92,16	92,14	92,05
FeOt/MgO	0,16	0,17	0,17	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,15	0,15	0,15
Sc	13	13	14	8	9	10	9	8	9	9	8	8
V	66	62	67	44	44	43	49	46	46	47	42	45
Cr	2025	2029	2036	2063	2066	2056	2057	2053	2070	2086	2074	2087
Ni	2051	2076	2042	2116	2106	2182	2143	2137	2155	2127	2162	2198
Co	108	119	124	149	179	188	177	163	168	162	171	190
Rb	0,900	0,870	0,790	0,840	0,780	0,780	0,740	0,880	0,890	0,910	0,990	0,940
Sr	6,540	6,110	6,870	3,830	3,010	3,350	2,320	2,940	3,420	2,810	2,970	3,490
Ba	3,800	4,900	5,200	3,400	4,100	4,100	3,200	3,300	3,400	3,300	2,900	3,100
Y	2,100	2,500	3,000	2,900	3,200	3,100	2,400	2,700	2,700	3,200	3,300	3,100
Zr	1,470	1,490	1,390	1,200	1,160	1,230	1,120	1,130	1,220	1,090	0,940	1,100
Nb	0,018	0,015	0,017	0,014	0,017	0,017	0,016	0,016	0,013	0,016	0,015	0,014
Ta	0,012	0,013	0,013	0,011	0,012	0,009	0,011	0,010	0,011	0,011	0,009	0,009
Hf	0,150	0,160	0,150	0,120	0,120	0,110	0,120	0,130	0,120	0,120	0,110	0,120
Pb	0,122	0,131	0,128	0,134	0,131	0,128	0,134	0,131	0,141	0,138	0,156	0,153
Th	0,073	0,079	0,082	0,055	0,054	0,047	0,050	0,051	0,044	0,046	0,045	0,042
U	0,014	0,015	0,015	0,013	0,014	0,011	0,013	0,012	0,013	0,013	0,011	0,011
La	0,046	0,043	0,048	0,007	0,007	0,006	0,007	0,006	0,007	0,007	0,007	0,005
Ce	0,219	0,203	0,240	0,046	0,043	0,038	0,044	0,034	0,049	0,035	0,038	0,029
Pr	0,048	0,050	0,053	0,022	0,019	0,019	0,023	0,021	0,022	0,019	0,018	0,014
Nd	0,383	0,399	0,408	0,199	0,171	0,166	0,212	0,201	0,175	0,187	0,181	0,157
Sm	0,197	0,173	0,160	0,124	0,123	0,118	0,133	0,141	0,117	0,114	0,106	0,096
Eu	0,072	0,077	0,072	0,056	0,058	0,051	0,063	0,065	0,053	0,053	0,045	0,054
Gd	0,293	0,344	0,308	0,242	0,263	0,238	0,278	0,286	0,244	0,231	0,206	0,226
Tb	0,070	0,067	0,065	0,048	0,049	0,047	0,053	0,056	0,049	0,047	0,042	0,038
Dy	0,482	0,516	0,427	0,314	0,375	0,320	0,367	0,401	0,336	0,298	0,256	0,291
Ho	0,122	0,112	0,120	0,082	0,081	0,083	0,091	0,098	0,088	0,081	0,073	0,068
Er	0,324	0,333	0,326	0,242	0,258	0,246	0,271	0,286	0,268	0,247	0,224	0,209
Tm	0,045	0,050	0,045	0,038	0,046	0,039	0,041	0,044	0,041	0,037	0,034	0,031
Yb	0,337	0,329	0,319	0,247	0,277	0,250	0,270	0,292	0,270	0,246	0,227	0,210
Lu	0,048	0,053	0,051	0,042	0,039	0,043	0,045	0,045	0,037	0,042	0,037	0,033

Gli elementi maggiori e la LOI sono espressi in wt.%, gli elementi in tracce sono espressi in ppm. Il valore di FeOt e di Mg# sono stati calcolati assumendo un rapporto FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> di 0,15. Abbreviazioni: LA = lherzolite con anfibolo; L = lherzolite senza anfibolo.



Tabella A2 – continuo.

Sigla	TMG 9	TMG 10	TMG11	TPS 3	TPS 5	TPS 12	TPS14	TPS15
Età (Ma)	160	160	160	160	160	160	160	160
Roccia	LG	LG	G	G	G	G	LG	LG
SiO <sub>2</sub>	50,66	50,53	50,79	50,26	50,57	50,74	50,95	50,90
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,49	0,43	0,43	0,36	0,44	0,48	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,18	18,07	18,53	18,97	18,72	17,50	18,54	18,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	8,00	7,68	8,20	8,95	8,87	9,03	7,38	8,15
MnO	0,12	0,14	0,16	0,13	0,15	0,10	0,14	0,23
MgO	6,51	5,63	5,63	5,18	4,82	5,79	6,41	5,51
CaO	13,40	14,52	13,62	13,18	14,05	13,64	13,59	13,84
Na <sub>2</sub> O	2,54	2,75	2,43	2,77	2,28	2,53	2,34	2,41
K <sub>2</sub> O	0,10	0,14	0,18	0,10	0,14	0,19	0,14	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,05	0,02	0,02	0,05	0,03	0,02	0,03
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	3,98	3,38	3,10	3,67	2,98	3,12	3,06	3,86
Alk	2,65	2,90	2,62	2,87	2,42	2,72	2,48	2,58
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,04	0,05	0,08	0,04	0,06	0,08	0,06	0,07
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,74	0,80	0,73	0,70	0,75	0,78	0,73	0,75
FeO(t)	7,20	6,91	7,38	8,05	7,98	8,13	6,64	7,34
Mg#	61,71	59,20	57,62	53,43	51,86	55,93	63,26	57,26
FeOt/MgO	1,11	1,23	1,31	1,55	1,65	1,40	1,04	1,33
Sc	37	39	37	33	30	32	33	33
V	177	202	189	196	174	175	184	199
Cr	706	1060	796	684	877	978	658	966
Ni	167	98	239	249	137	217	264	159
Co	26	43	30	32	33	34	36	23
Rb	0,096	0,110	0,124	0,102	0,102	0,133	0,209	0,254
Sr	180,003	185,583	218,173	210,979	159,869	263,529	191,289	187,749
Ba	3,183	3,041	2,720	1,692	2,714	3,228	2,357	3,135
Y	11,435	10,730	10,374	10,968	11,420	12,162	10,446	10,713
Zr	15,589	19,327	19,151	17,950	15,243	17,324	15,745	16,853
Nb	0,053	0,051	0,048	0,046	0,046	0,034	0,044	0,048
Ta	0,007	0,003	0,004	0,003	0,005	0,004	0,004	0,007
Hf	0,470	0,625	0,699	0,316	0,425	0,632	0,507	0,415
Pb	0,169	0,205	0,280	0,299	0,488	0,436	0,165	0,226
Th	0,040	0,036	0,036	0,039	0,044	0,037	0,038	0,039
U	0,011	0,011	0,011	0,008	0,009	0,007	0,009	0,010
La	0,561	0,833	0,963	0,458	0,449	0,697	0,434	0,590
Ce	1,968	2,854	3,175	1,494	1,498	2,310	1,275	1,979
Pr	0,360	0,519	0,563	0,268	0,276	0,439	0,218	0,380
Nd	2,135	3,098	3,163	1,626	1,687	2,769	1,275	2,398
Sm	0,778	1,115	1,089	0,595	0,635	1,105	0,470	0,951
Eu	0,670	0,630	0,630	0,440	0,440	0,860	0,500	0,690
Gd	1,000	1,400	1,400	0,760	0,830	1,500	0,630	1,300
Tb	0,210	0,290	0,280	0,160	0,170	0,310	0,130	0,270
Dy	1,464	2,142	2,007	0,989	1,111	2,278	0,853	1,871
Ho	0,300	0,420	0,410	0,230	0,260	0,470	0,210	0,410
Er	0,850	1,200	1,100	0,650	0,720	1,300	0,620	1,100
Tm	0,120	0,170	0,160	0,092	0,100	0,190	0,092	0,160
Yb	0,840	0,945	0,977	0,761	0,730	0,895	0,788	0,933
Lu	0,118	0,165	0,161	0,088	0,099	0,159	0,100	0,165

Abbreviazioni: LG = leuco-gabbro; G = gabbro.

Tabella A2 – continuo.

Sigla	TMG1	TMG 4	TMG 5	TMG 8	TPS 7	TPS9	TPS 8	TPS 10	TPS 4	TPS 6	SSL13	SSL4
Età (Ma)	160	160	160	160	160	160	160	160	160	160	160	160
Roccia	PL	PL	PL	PL	PL	PL	D	D	D	D	P	P
SiO <sub>2</sub>	51,18	51,41	50,74	50,79	51,63	50,60	51,08	51,58	51,20	51,23	42,92	40,45
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,54	0,43	0,48	0,49	0,48	0,23	0,30	0,14	0,21	2,14	2,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,35	16,69	16,61	16,25	16,40	16,88	16,06	15,25	15,73	16,39	9,04	7,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	10,72	11,22	11,45	10,84	10,98	11,20	9,88	9,21	10,19	9,31	7,81	9,34
MnO	0,14	0,15	0,16	0,17	0,15	0,10	0,20	0,14	0,17	0,18	0,11	0,14
MgO	7,28	5,77	6,59	7,65	6,47	6,86	9,33	9,38	9,62	9,62	12,98	15,40
CaO	12,98	13,21	13,24	13,08	13,03	13,24	8,21	8,95	8,02	7,98	20,19	18,65
Na <sub>2</sub> O	0,51	0,78	0,60	0,53	0,63	0,49	4,75	4,92	4,70	4,86	0,69	0,94
K <sub>2</sub> O	0,15	0,06	0,03	0,10	0,06	0,03	0,21	0,20	0,17	0,18	1,97	2,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,18	0,13	0,10	0,15	0,12	0,04	0,06	0,05	0,05	2,16	2,87
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	3,18	3,44	3,26	3,36	3,64	2,93	2,68	3,29	3,93	4,03	2,46	2,97
Alk	0,66	0,84	0,63	0,63	0,70	0,52	4,97	5,11	4,87	5,04	2,65	2,97
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,29	0,08	0,05	0,19	0,10	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	2,86	2,17
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,79	0,79	0,80	0,81	0,79	0,78	0,51	0,59	0,51	0,49	2,23	2,38
FeO(t)	9,64	10,10	10,31	9,76	9,88	10,08	8,89	8,29	9,17	8,38	7,02	8,40
Mg#	57,39	50,47	53,27	58,28	53,87	54,82	65,17	66,85	65,15	67,17	76,72	76,57
FeOt/MgO	1,32	1,75	1,56	1,28	1,53	1,47	0,95	0,88	0,95	0,87	0,54	0,55
Sc	39	38	38	38	38	37	32	32	31	32	20	19
V	198	199	212	195	203	194	218	222	213	230	406	378
Cr	193	298	131	168	324	239	257	156	276	175	2268	2388
Ni	39	114	56	65	97	23	99	63	108	35	162	178
Co	27	30	28	29	34	23	27	31	34	32	30	35
Rb	0,510	0,122	0,383	0,964	0,249	0,070	4,027	3,372	3,357	3,590	194,000	174,750
Sr	49,945	20,947	32,744	32,741	44,806	26,260	229,873	258,734	312,437	275,932	1654,170	1866,550
Ba	8,137	3,660	9,116	15,176	4,583	2,691	33,508	44,914	35,539	56,814	2033,600	1723,750
Y	14,055	14,017	16,755	17,175	13,861	15,768	19,133	20,266	19,116	20,645	29,040	33,500
Zr	35,338	36,349	30,446	29,931	31,964	32,236	60,703	68,554	52,307	64,155	371,200	342,750
Nb	0,775	0,637	1,190	1,022	0,641	0,779	1,023	0,935	0,792	0,834	110,400	127,800
Ta	0,051	0,042	0,077	0,063	0,043	0,051	0,031	0,040	0,037	0,068	9,100	10,200
Hf	1,096	1,122	1,262	1,180	1,290	1,341	1,383	1,507	1,111	1,716	8,300	6,950
Pb	0,435	0,707	0,394	0,230	0,577	0,506	0,629	0,713	0,429	0,697	11,800	13,700
Th	0,085	0,054	0,116	0,099	0,037	0,072	2,015	1,786	1,582	1,996	16,500	18,700
U	0,043	0,058	0,038	0,040	0,038	0,039	0,181	0,157	0,214	0,267	4,520	6,160
La	1,541	1,178	2,866	2,369	0,808	1,702	1,058	1,049	1,100	1,169	187,840	138,975
Ce	4,668	3,335	8,902	7,385	2,469	5,054	3,044	3,167	3,258	3,583	297,750	237,000
Pr	0,794	0,569	1,463	1,249	0,422	0,854	0,552	0,576	0,555	0,638	39,100	28,660
Nd	4,303	3,167	7,767	6,725	2,338	4,598	2,901	3,243	3,070	3,125	117,667	105,200
Sm	1,527	1,169	2,578	2,260	0,904	1,628	1,082	1,125	1,145	1,161	16,200	12,900
Eu	0,532	0,427	0,962	0,800	0,398	0,605	0,381	0,392	0,427	0,481	4,413	3,505
Gd	2,169	1,702	3,444	3,072	1,388	2,299	1,589	1,622	1,741	1,907	10,467	8,825
Tb	0,403	0,317	0,608	0,553	0,267	0,416	0,297	0,316	0,329	0,324	1,250	0,930
Dy	3,218	2,404	4,868	4,451	2,005	3,251	2,367	2,544	2,579	2,894	7,835	6,858
Ho	0,647	0,512	0,900	0,832	0,454	0,647	0,529	0,600	0,551	0,602	1,440	1,170
Er	1,861	1,475	2,533	2,345	1,329	1,855	1,460	1,683	1,596	1,675	3,600	2,775
Tm	0,280	0,219	0,365	0,341	0,205	0,273	0,233	0,243	0,240	0,233	0,340	0,260
Yb	1,866	1,475	2,384	2,244	1,360	1,818	1,719	1,839	1,921	2,043	1,950	1,650
Lu	0,287	0,224	0,356	0,335	0,212	0,276	0,216	0,238	0,252	0,226	0,303	0,210

Abbreviazioni: PL = pillow lava; D = dolerite; P = pirossenite.

**Tabella A3 – Composizione chimica delle rocce meta-sedimentarie e del pillow lava alterato campionate lungo il versante settentrionale dei Monti del Pollino.**

Sigla	TMG15	TMG16	TMG17	TMG18	TMG19	TMG20	TMG21	TMG2
Età (Ma)	160	160	50	50	50	50	160	160
Roccia	A	A	A	A	A	A	C	PLA
SiO <sub>2</sub>	62,70	58,82	58,40	58,26	66,13	65,74	15,48	56,86
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,88	0,98	0,83	0,62	0,68	0,06	1,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,21	20,90	20,06	20,00	15,35	16,00	0,93	19,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	9,28	9,13	10,60	10,58	10,87	10,96	4,97	6,93
MnO	0,07	0,06	0,10	0,06	0,13	0,74	0,88	0,17
MgO	3,06	2,86	3,82	3,42	3,62	2,86	2,01	2,25
CaO	0,31	0,45	0,31	0,36	0,24	0,21	74,24	3,60
Na <sub>2</sub> O	0,84	0,77	0,63	0,62	0,33	0,22	0,60	6,94
K <sub>2</sub> O	4,54	5,90	4,94	5,73	2,65	2,53	0,48	2,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,24	0,16	0,16	0,08	0,06	0,35	0,13
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	4,29	4,35	5,41	6,14	6,18	5,14	35,55	6,08
Sc	22	20	16	10	19	13	68	29
V	143	105	111	80	130	114	90	155
Cr	126	112	96	58	121	99	28	205
Ni	100	92	61	51	87	243	50	58
Co	33	30	16	11	19	9	26	25
Rb	200,170	202,560	232,950	74,030	160,510	102,840	7,777	44,783
Sr	42,700	41,900	49,320	87,500	46,600	66,000	243,760	345,900
Ba	369,870	374,630	345,060	229,080	333,000	242,720	766,450	234,988
Y	22,460	24,300	16,970	23,440	26,630	16,200	32,219	24,827
Zr	163,100	158,200	172,800	105,500	148,100	123,600	5,959	105,200
Nb	18,500	18,500	18,400	13,800	18,900	14,600	1,200	6,600
Ta	0,980	0,900	0,820	0,140	0,930	0,680	0,760	0,132
Hf	3,370	3,150	1,650	1,500	3,130	2,190	0,172	2,679
Pb	5,160	19,200	26,110	6,370	12,380	10,690	13,696	1,105
Th	13,250	12,660	10,690	7,020	13,680	8,800	1,040	0,159
U	2,060	1,360	1,290	1,400	1,700	1,340	0,580	0,207
La	39,290	40,620	38,020	21,310	42,470	24,230	14,362	3,552
Ce	82,050	88,300	76,850	44,990	83,820	47,090	5,181	7,595
Pr	8,960	9,780	9,030	5,910	10,450	5,700	0,636	1,665
Nd	32,720	36,700	34,170	25,020	39,600	21,310	10,231	9,430
Sm	5,940	6,970	6,690	5,560	7,390	3,950	0,880	3,496
Eu	1,120	1,630	1,350	1,060	1,530	0,890	0,495	1,368
Gd	6,160	7,250	6,400	5,340	7,550	4,090	1,660	4,307
Tb	0,850	1,000	0,840	0,800	1,010	0,570	0,212	0,848
Dy	4,820	5,640	4,300	4,570	5,640	3,430	3,075	5,273
Ho	0,870	0,980	0,660	0,800	0,980	0,620	0,596	1,051
Er	2,710	2,910	1,900	2,320	2,960	1,960	1,120	2,943
Tm	0,390	0,390	0,230	0,300	0,400	0,270	0,192	0,400
Yb	2,560	2,640	1,560	1,910	2,570	1,900	1,586	2,394
Lu	0,390	0,390	0,220	0,280	0,380	0,270	0,242	0,341
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr (m)	0,771523	0,771796	0,725453	0,741294	0,760368	0,728291		0,708181
2se	±0,000006	±0,000006	±0,000006	±0,000006	±0,000006	±0,000006		±0,000005
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd (m)	0,512044	0,512006	0,512021	0,512054	0,512047	0,512045		0,513013
2se	±0,000004	±0,000004	±0,000004	±0,000006	±0,000004	±0,000005		±0,000004
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr (i)	0,740700	0,740010	0,715750	0,739560	0,753300	0,725090		0,707329
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd (i)	0,511930	0,511890	0,511980	0,512010	0,512010	0,512010		0,512775
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	13,55	13,98	13,66	2,45	9,96	4,51		0,37
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0,11	0,12	0,12	0,13	0,11	0,11		0,22

Abbreviazioni: A = argillite; C = calcare a calpionella; PLA = pillow lava alterato.

(m) valore misurato; (i) valore iniziale; 2se = deviazione standard.

## Composizione minerali delle Pirosseniti

Composizione chimica e stechiometria delle olivine analizzate nelle pirosseniti.

	SSL 4	SSL 4	SSL 4	SSL 4
	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina
	core	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	40,80	40,46	41,42	40,78
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,06	0,01	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,01	0,02
FeO(t)	10,99	11,17	10,28	10,81
MnO	0,15	0,13	0,18	0,14
MgO	48,64	47,90	48,41	49,33
CaO	0,04	0,05	0,12	0,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,07	0,06	0,04
NiO	0,24	0,19	0,22	0,33
totale	101,0	100,0	100,7	101,6
Si	0,996	0,998	1,009	0,990
Ti	0,001	0,001	0,000	0,001
Al	0,001	0,000	0,000	0,001
Fe	0,224	0,230	0,209	0,219
Mn	0,003	0,003	0,004	0,003
Mg	1,770	1,761	1,758	1,785
Ca	0,001	0,001	0,003	0,002
Cr	0,001	0,001	0,001	0,001
Ni	0,005	0,004	0,004	0,007
tot	3,002	3,000	2,990	3,008
Tefroite	0,16	0,14	0,19	0,14
Fayalite	11,61	11,90	11,03	11,38
Forsterite	88,23	87,96	88,78	88,48
totale	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria dei clinopirosseni analizzati nelle pirosseniti.

	SSL 4	SSL 4	SSL 4	SSL 4	SSL 4	SSL 4	SSL 4	SSL 4	SSL 4
	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside
	core	core	core	core	core	core	core	core	core
	1gen.	1gen.	1gen.	1gen.	2gen.	2gen.	2gen.	2gen.	2gen.
SiO <sub>2</sub>	51,29	52,85	50,79	51,42	51,28	51,56	51,41	51,90	51,46
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,23	0,25	0,37	0,32	0,28	0,22	0,47	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,37	2,18	2,49	2,78	3,94	3,24	3,48	3,40	3,80
FeO(t)	2,82	2,39	3,14	3,44	3,71	2,98	3,18	3,32	3,64
MnO	0,09	0,12	0,12	0,10	0,15	0,09	0,04	0,09	0,05
MgO	16,54	16,69	16,52	17,04	16,91	16,84	16,65	16,88	16,28
CaO	23,51	24,01	23,52	23,28	21,96	22,73	22,61	22,07	22,06
Na <sub>2</sub> O	0,33	0,29	0,38	0,41	0,63	0,44	0,39	0,57	0,49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,26	1,28	1,19	1,09	0,89	1,07	1,11	0,98	1,02
NiO	0,02	0,08	0,10	0,03	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04
totale	98,4	100,1	98,5	100,0	99,8	99,3	99,1	99,7	99,2
Si	1,909	1,928	1,896	1,889	1,880	1,898	1,895	1,900	1,896
Ti	0,006	0,006	0,007	0,010	0,009	0,008	0,006	0,013	0,010
Al	0,104	0,094	0,110	0,121	0,170	0,140	0,151	0,147	0,165
Fe	0,088	0,073	0,098	0,106	0,114	0,092	0,098	0,102	0,112
Mn	0,003	0,004	0,004	0,003	0,005	0,003	0,001	0,003	0,002
Mg	0,918	0,908	0,919	0,933	0,924	0,924	0,915	0,921	0,894
Ca	0,938	0,938	0,940	0,916	0,863	0,896	0,893	0,866	0,871
Na	0,024	0,020	0,028	0,029	0,045	0,031	0,028	0,040	0,035
Cr	0,037	0,037	0,035	0,032	0,026	0,031	0,032	0,028	0,030
Ni	0,001	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
tot	4,026	4,011	4,039	4,039	4,036	4,024	4,021	4,020	4,014
Al <sub>4</sub>	0,091	0,072	0,104	0,111	0,120	0,102	0,105	0,100	0,104
Al <sub>6</sub>	0,013	0,022	0,005	0,010	0,050	0,038	0,047	0,046	0,061
Fe <sub>3+</sub>	0,053	0,021	0,078	0,078	0,071	0,049	0,042	0,040	0,029
Fe <sub>2+</sub>	0,035	0,052	0,020	0,027	0,042	0,043	0,056	0,062	0,083
Mg#	91,27	92,56	90,37	89,84	89,05	90,97	90,33	90,05	88,86
Cr#	26,28	28,27	24,28	20,78	13,15	18,15	17,61	16,19	15,25
Wollastonite	49,60	49,44	50,04	48,82	47,16	48,11	47,90	46,84	47,12
Ferrosilite	1,86	2,72	1,07	1,44	2,32	2,30	3,03	3,33	4,50
Enstatite	48,55	47,83	48,89	49,73	50,51	49,59	49,07	49,83	48,37
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria degli spinelli analizzati nelle pirosseniti.

	SSL 4	SSL 4	SSL 4	SSL 4	SSL 4
	Cr-Spinello	Cr-Spinello	Cr-Spinello	Cr-Spinello	Cr-Spinello
	in ol	in ol	in px	in px	core
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,47	0,50	0,56	0,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,23	25,32	25,09	24,67	23,12
FeO(t)	27,23	25,12	26,44	28,51	29,64
MnO	0,42	0,39	0,44	0,32	0,50
MgO	10,05	11,22	9,77	9,83	10,20
CaO	0,10	0,09	0,08	0,03	0,09
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33	0,26	0,21	0,16	0,19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,94	30,27	30,68	30,38	30,24
NiO	0,13	0,09	0,08	0,14	0,12
totale	94,12	93,23	93,29	94,60	94,86
FeO wt. %	18,95	16,77	18,97	19,46	18,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> wt. %	8,28	8,35	7,47	9,04	10,94
Ti	0,017	0,012	0,013	0,014	0,019
Al	0,972	0,975	0,976	0,951	0,893
Fe <sup>2+</sup>	0,518	0,458	0,523	0,532	0,513
Fe <sup>3+</sup>	0,204	0,205	0,186	0,223	0,270
Mn	0,012	0,011	0,012	0,009	0,014
Mg	0,490	0,546	0,480	0,479	0,499
Ca	0,004	0,003	0,003	0,001	0,003
V	0,007	0,006	0,005	0,003	0,004
Cr	0,773	0,782	0,800	0,786	0,784
Ni	0,003	0,002	0,002	0,004	0,003
tot	2,998	2,999	3,000	3,001	3,001
Mg#	48,60	54,39	47,85	47,37	49,30
Cr#	44,32	44,50	45,06	45,24	46,74
Ti#	3,34	2,32	2,50	2,83	4,05
Cromite	39,35	39,62	40,54	39,82	39,88
Magnetite	11,21	10,99	10,03	11,98	14,69
Spinello/Hercinite	49,44	49,40	49,43	48,20	45,44
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00



## Composizione minerali delle lherzoliti con anfibolo

Composizione chimica e stechiometria delle olivine analizzate nelle lherzoliti con anfibolo

	SSL 5	SSL 5	SSL 5	SSL 5	SSL 5	SSL 8	SSL 8	SSL 8	SSL 8	SSL 8	SSL 8
	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina
	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	41,60	40,70	40,60	41,65	41,71	42,59	40,45	40,60	41,00	41,30	41,30
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,19	0,01	0,01	0,01	0,01
FeO(t)	9,00	9,30	8,90	8,62	8,90	8,55	8,90	8,90	9,20	9,60	9,60
MnO	0,10	0,20	0,20	0,20	0,22	0,01	0,04	0,20	0,20	0,20	0,10
MgO	49,40	49,60	48,70	48,88	48,49	48,24	49,22	48,70	50,70	49,00	49,00
CaO	0,10	0,10	0,15	0,04	0,03	0,06	0,08	0,06	0,20	0,20	0,15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	0,20	0,21	0,10	0,04	0,09	0,19	0,15	0,18	0,08	0,11
NiO	0,25	0,29	0,34	0,24	0,32	0,38	0,22	0,40	0,33	0,37	0,29
tot	100,64	100,41	99,12	99,80	99,73	99,95	99,29	99,03	101,83	100,77	100,57
Si	1,009	0,993	1,002	1,016	1,019	1,034	0,995	1,002	0,987	1,004	1,005
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,182	0,190	0,184	0,176	0,182	0,174	0,183	0,184	0,185	0,195	0,195
Mn	0,002	0,004	0,004	0,004	0,005	0,000	0,001	0,004	0,004	0,004	0,002
Mg	1,785	1,805	1,791	1,777	1,766	1,746	1,805	1,792	1,819	1,776	1,778
Ca	0,003	0,003	0,004	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,005	0,005	0,004
Cr	0,003	0,004	0,004	0,002	0,001	0,002	0,004	0,003	0,003	0,002	0,002
Ni	0,005	0,006	0,007	0,005	0,006	0,007	0,004	0,008	0,006	0,007	0,006
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
tot	2,990	3,004	2,996	2,982	2,980	2,965	3,000	2,996	3,011	2,995	2,993
Tefroite	0,10	0,21	0,21	0,21	0,23	0,01	0,04	0,21	0,20	0,21	0,10
Fayalite	9,73	10,11	9,96	9,49	9,85	9,48	9,61	9,96	9,84	10,47	10,34
Forsterite	90,17	89,68	89,83	90,29	89,91	90,51	90,35	89,83	89,95	89,33	89,56
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria dei pirosseni analizzati nelle lherzoliti con anfibolo

	SSL 5	SSL 5	SSL 5	SSL 5	SSL 8	SSL 8	SSL 5	SSL 5	SSL 5	SSL 8	SSL 8	SSL 8
	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Enstatite	Enstatite	Enstatite	Enstatite	Enstatite	Enstatite
	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core
SiO <sub>2</sub>	51,84	52,73	52,74	53,64	53,11	52,55	57,30	56,80	57,69	55,94	56,77	57,86
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,11	0,11	0,19	0,05	0,10	0,20	0,20	0,24	0,18	0,11	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,51	3,16	1,66	3,51	1,59	2,84	2,40	2,80	1,46	2,11	2,10	1,80
FeO(t)	3,75	3,10	3,25	1,79	3,73	4,06	6,20	6,10	5,87	5,67	5,70	5,55
MnO	0,09	0,06	0,12	0,05	0,08	0,05	0,10	0,10	0,17	0,16	0,08	0,11
MgO	16,42	17,54	17,06	17,41	15,83	17,39	33,20	33,30	33,32	34,47	34,59	34,00
CaO	23,09	24,01	22,56	24,18	22,71	23,46	0,70	0,60	0,23	0,33	0,41	0,75
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,03	0,09	0,04	0,13	0,05	0,10	0,10	0,08	0,08	0,02	0,01
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,09	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,22	1,81	1,27	1,73	1,52	1,71	1,20	1,40	1,77	1,99	1,51	1,46
NiO	0,04	0,10	0,05	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,08	0,10	0,10	0,10
totale	99,10	102,66	98,92	102,64	98,94	102,32	101,51	101,51	100,92	101,04	101,40	101,74
Si	1,925	1,883	1,946	1,901	1,963	1,889	1,951	1,935	1,972	1,918	1,934	1,960
Ti	0,001	0,003	0,003	0,005	0,001	0,003	0,005	0,005	0,006	0,005	0,003	0,002
Al	0,066	0,133	0,072	0,147	0,069	0,120	0,096	0,112	0,059	0,085	0,084	0,072
Fe	0,117	0,093	0,100	0,053	0,115	0,122	0,177	0,174	0,168	0,163	0,162	0,157
Mn	0,003	0,002	0,004	0,001	0,003	0,002	0,003	0,003	0,005	0,005	0,002	0,003
Mg	0,909	0,934	0,938	0,919	0,872	0,932	1,685	1,691	1,698	1,761	1,757	1,717
Ca	0,918	0,919	0,892	0,918	0,900	0,904	0,026	0,022	0,008	0,012	0,015	0,027
Na	0,006	0,002	0,006	0,003	0,009	0,003	0,007	0,007	0,005	0,005	0,001	0,001
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,065	0,051	0,037	0,048	0,044	0,049	0,032	0,038	0,048	0,054	0,041	0,039
Ni	0,001	0,003	0,001	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003
tot	4,011	4,023	4,000	3,998	3,985	4,026	3,984	3,989	3,971	4,011	4,002	3,982
Al <sub>4</sub>	0,075	0,117	0,054	0,099	0,037	0,111	0,049	0,065	0,028	0,082	0,066	0,040
Al <sub>6</sub>	0,000	0,016	0,018	0,047	0,033	0,009	0,047	0,047	0,031	0,003	0,018	0,032
Fe <sup>3+</sup>	0,013	0,045	0,000	0,000	0,000	0,051	0,000	0,000	0,000	0,021	0,003	0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,103	0,047	0,100	0,053	0,115	0,070	0,177	0,174	0,168	0,142	0,159	0,157
Mg#	88,64	90,98	90,34	94,54	88,32	88,43	90,52	90,68	91,01	91,54	91,54	91,60
Cr#	49,63	27,76	33,96	24,85	39,07	28,77	25,12	25,12	44,88	38,76	32,57	35,21
Wollastonite	47,57	48,36	46,19	48,56	47,67	47,41	1,35	1,16	0,45	0,63	0,77	1,44
Ferrosilite	5,35	2,48	5,20	2,81	6,11	3,70	9,36	9,21	8,95	7,39	8,24	8,28
Enstatite	47,08	49,15	48,61	48,63	46,22	48,89	89,29	89,63	90,60	91,98	90,99	90,29
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria degli spinelli analizzati nelle lherzoliti con anfibolo

	SSL 5	SSL 5	SSL 5	SSL 5	SSL 5	SSL 5	SSL 5	SSL 8	SSL 8
	Cr-Spinello	Cr-Spinello	Cr-Spinello	Cr-Spinello	Cr-Spinello	Cr-Spinello	Cr-Spinello	Cr-Spinello	Cr-Spinello
	in ol	in ol	in px	in px	core	in ol	in px	core	core
SiO <sub>2</sub>	0,02	0,05	0,01	0,01	0,11	0,11	0,01	0,01	0,66
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,05	0,05	0,06	0,01	0,04	0,06	0,07	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	42,42	43,76	42,65	41,84	40,98	39,87	37,75	39,92	38,63
FeO(t)	17,40	18,08	18,86	18,92	17,21	18,88	19,16	17,92	18,62
MnO	0,15	0,13	0,14	0,13	0,16	0,22	0,17	0,22	0,16
MgO	16,05	16,09	16,28	16,61	16,57	16,31	15,39	14,48	14,27
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33	0,26	0,21	0,16	0,19	0,33	0,26	0,17	0,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,94	16,27	16,68	16,38	18,24	18,94	21,69	21,49	20,84
NiO	0,13	0,09	0,08	0,14	0,12	0,13	0,19	0,09	0,23
totale	94,45	94,78	94,97	94,25	93,59	94,83	94,68	94,38	93,58
FeO wt. %	12,36	12,71	12,27	11,43	11,17	11,78	12,71	14,29	14,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> wt. %	5,03	5,37	6,59	7,49	6,04	7,10	6,45	3,64	3,65
Si	0,001	0,001	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,020
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000
Al	1,459	1,494	1,459	1,442	1,423	1,380	1,327	1,400	1,371
Fe <sup>2+</sup>	0,302	0,308	0,298	0,280	0,275	0,289	0,317	0,356	0,377
Fe <sup>3+</sup>	0,111	0,117	0,144	0,165	0,134	0,157	0,145	0,081	0,083
Mn	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004	0,005	0,004	0,006	0,004
Mg	0,698	0,695	0,705	0,724	0,728	0,714	0,684	0,643	0,640
V	0,006	0,005	0,004	0,003	0,004	0,006	0,005	0,003	0,003
Cr	0,414	0,373	0,383	0,379	0,425	0,440	0,511	0,506	0,496
Ni	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,005	0,002	0,006
tot	2,998	2,998	2,999	3,001	3,000	2,998	2,999	2,999	3,000
Mg#	69,82	69,29	70,29	72,14	72,56	71,16	68,33	64,37	62,94
Cr#	22,10	19,96	20,78	20,80	23,00	24,17	27,82	26,54	26,57
Ti#	0,09	0,15	0,15	0,18	0,03	0,13	0,20	0,22	0,03
Cromite	20,86	18,77	19,27	19,06	21,44	22,24	25,77	25,43	25,44
Magnetite	5,60	5,95	7,30	8,36	6,77	7,98	7,36	4,17	4,25
Spinello/Hercinite	73,54	75,27	73,43	72,57	71,79	69,78	66,87	70,40	70,31
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria del serpentino analizzato nelle lherzoliti con anfibolo

	SSL 8	SSL 8	SSL 5	SSL 5	SSL 5
	Serpentino	Serpentino	Serpentino	Serpentino	Serpentino
	gm	gm	gm	gm	gm
SiO <sub>2</sub>	38,79	39,31	40,05	42,03	44,08
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,07	0,02	0,03	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44	0,55	0,59	0,48	0,55
FeO(t)	5,99	5,76	5,82	5,45	5,44
MnO	0,14	0,22	0,15	0,12	0,05
MgO	34,31	32,44	32,54	38,53	39,82
CaO	0,11	0,27	0,30	0,07	0,08
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,04	0,01	0,02
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,56	0,65	0,50	0,05	0,05
NiO	0,28	0,28	0,10	0,22	0,16
totale	80,73	79,58	80,13	87,01	90,29
Si	3,999	4,096	4,131	3,992	4,022
Ti	0,006	0,005	0,002	0,002	0,001
Al	0,053	0,068	0,072	0,054	0,059
Fe	0,517	0,502	0,502	0,433	0,415
Mn	0,012	0,019	0,013	0,010	0,004
Mg	5,273	5,038	5,004	5,456	5,417
Ca	0,012	0,030	0,033	0,007	0,008
Na	0,004	0,004	0,008	0,002	0,004
K	0,001	0,001	0,003	0,002	0,002
Cr	0,046	0,054	0,041	0,004	0,004
Ni	0,023	0,023	0,008	0,017	0,012
totale	9,947	9,841	9,816	9,979	9,948
Mg#	91,08	90,94	90,88	92,65	92,88

Composizione chimica e stechiometria degli anfiboli analizzati nelle Iherzoliti con anfibolo

	SSL5	SSL5	SSL5	SSL5	SSL5	SSL8	SSL8	SSL8	SSL8	SSL9	SSL9	SSL9
	Anfibolo	Anfibolo	Anfibolo	Anfibolo	Anfibolo	Anfibolo	Anfibolo	Anfibolo	Anfibolo	Anfibolo	Anfibolo	Anfibolo
	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	43,07	44,19	43,88	43,58	43,39	44,28	43,97	43,67	43,97	43,57	43,44	43,98
TiO <sub>2</sub>	1,44	1,84	1,50	1,15	1,52	1,60	1,56	1,51	1,64	1,50	1,55	1,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,92	15,02	15,10	15,20	14,89	15,01	14,18	15,11	15,78	15,32	14,91	14,96
FeO(t)	3,98	3,68	4,39	4,02	2,95	2,36	2,94	2,69	2,84	3,03	2,47	3,90
MnO	0,07	0,11	0,06	0,03	0,17	0,14	0,13	0,04	0,13	0,11	0,12	0,07
MgO	18,51	18,02	17,39	19,10	19,95	20,23	21,88	19,93	18,62	18,74	20,34	18,99
CaO	11,13	11,55	11,72	11,92	11,09	10,40	10,64	12,04	11,64	11,79	11,39	10,75
Na <sub>2</sub> O	2,28	2,17	1,88	2,05	2,28	2,07	1,88	2,05	1,73	2,02	2,24	1,48
K <sub>2</sub> O	0,57	0,62	0,71	0,61	0,67	0,72	0,83	0,71	0,69	0,72	0,71	0,56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,43	1,29	1,75	1,55	1,54	1,34	1,08	1,02	1,11	1,41	1,34	1,58
NiO	0,11	0,11	0,11	0,05	0,03	0,10	0,06	0,00	0,07	0,01	0,04	0,09
totale	97,51	98,59	98,49	99,26	98,48	98,26	99,15	98,77	98,22	98,22	98,55	98,10
Si	6,054	6,131	6,109	6,026	6,036	6,134	6,061	6,051	6,103	6,072	6,035	6,110
Ti	0,152	0,192	0,157	0,119	0,159	0,167	0,162	0,157	0,171	0,157	0,162	0,182
Al	2,472	2,456	2,478	2,478	2,442	2,452	2,304	2,468	2,582	2,516	2,442	2,450
Fe	0,467	0,427	0,511	0,465	0,343	0,274	0,339	0,312	0,330	0,353	0,287	0,453
Mn	0,009	0,012	0,007	0,004	0,020	0,016	0,015	0,005	0,015	0,013	0,014	0,008
Mg	3,880	3,728	3,609	3,937	4,136	4,177	4,496	4,116	3,853	3,893	4,213	3,933
Ca	1,677	1,718	1,749	1,766	1,653	1,544	1,572	1,788	1,731	1,761	1,696	1,600
Na	0,621	0,583	0,508	0,550	0,614	0,555	0,502	0,551	0,466	0,546	0,603	0,399
K	0,102	0,110	0,126	0,108	0,119	0,127	0,146	0,126	0,122	0,128	0,126	0,099
Cr	0,159	0,141	0,193	0,169	0,170	0,147	0,118	0,112	0,122	0,155	0,147	0,174
Ni	0,013	0,012	0,012	0,006	0,003	0,011	0,007	0,000	0,008	0,001	0,004	0,010
tot	15,606	15,510	15,459	15,627	15,695	15,604	15,721	15,684	15,503	15,595	15,729	15,418
Al <sub>4</sub>	1,946	1,869	1,891	1,974	1,964	1,866	1,939	1,949	1,897	1,928	1,965	1,890
Al <sub>6</sub>	0,526	0,588	0,588	0,504	0,477	0,586	0,365	0,519	0,685	0,588	0,477	0,560
Mg#	89,25	89,73	87,59	89,44	92,35	93,85	92,99	92,96	92,12	91,68	93,62	89,67

## Composizione minerali delle lherzoliti senza anfibolo

Composizione chimica e stechiometria delle olivine analizzate nelle lherzoliti senza anfibolo

	EP 3	EP 3	TPS 1	TPS 1	TPS 1	TPS 1	EP 7	EP 7	EP 7	EP 7	SSL 1	SSL 1	SSL 1	SSL 1	SSL 1	SSL 1
	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina
	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	40,93	40,67	39,38	41,38	41,53	40,40	41,04	41,53	40,00	41,57	41,70	41,30	41,00	41,00	41,10	41,20
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
FeO(t)	8,05	8,46	8,53	8,16	7,89	8,59	8,37	7,89	8,10	7,75	8,20	8,50	8,10	8,20	8,20	8,10
MnO	0,10	0,19	0,01	0,13	0,09	0,07	0,11	0,09	0,01	0,01	0,20	0,20	0,30	0,20	0,10	0,30
MgO	49,92	49,21	51,49	49,40	49,28	50,16	49,46	49,28	50,51	49,23	50,70	49,30	49,40	50,70	50,70	49,40
CaO	0,06	0,05	0,06	0,01	0,03	0,01	0,08	0,03	0,01	0,06	0,20	0,30	0,20	0,20	0,20	0,20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	0,10	0,08	0,20	0,13	0,09	0,09	0,11	0,14	0,07	0,19	0,21	0,13	0,12	0,09	0,06
NiO	0,37	0,42	0,35	0,53	0,57	0,67	0,56	0,57	0,50	0,61	0,65	0,50	0,50	0,47	0,49	0,69
totale	99,62	99,15	99,93	99,83	99,54	100,07	99,72	99,52	99,30	99,33	101,86	100,33	99,65	100,91	100,90	99,97
Si	1,000	1,001	0,966	1,009	1,014	0,988	1,004	1,014	0,983	1,016	0,999	1,005	1,003	0,992	0,994	1,005
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,164	0,174	0,175	0,166	0,161	0,176	0,171	0,161	0,166	0,158	0,164	0,173	0,166	0,166	0,166	0,165
Mn	0,002	0,004	0,000	0,003	0,002	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,004	0,004	0,006	0,004	0,002	0,006
Mg	1,818	1,805	1,882	1,796	1,793	1,828	1,803	1,793	1,851	1,793	1,810	1,788	1,802	1,828	1,827	1,797
Ca	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,002	0,005	0,008	0,005	0,005	0,005	0,005
Cr	0,003	0,002	0,002	0,004	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,001	0,004	0,004	0,003	0,002	0,002	0,001
Ni	0,007	0,008	0,007	0,010	0,011	0,000	0,011	0,011	0,010	0,012	0,013	0,010	0,010	0,009	0,010	0,014
tot	2,998	2,997	3,033	2,989	2,985	2,997	2,995	2,985	3,015	2,983	2,999	2,993	2,995	3,007	3,005	2,994
Tefroite	0,10	0,20	0,01	0,13	0,09	0,07	0,11	0,09	0,01	0,01	0,20	0,21	0,31	0,20	0,10	0,31
Fayalite	8,83	9,43	8,88	9,25	8,96	8,92	9,35	8,94	8,83	8,75	9,23	9,63	9,25	9,01	8,92	9,36
Forsterite	91,07	90,37	91,11	90,62	90,95	91,01	90,54	90,97	91,16	91,24	90,57	90,17	90,44	90,79	90,98	90,33
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00



Composizione chimica e stechiometria dei pirosseni analizzati nelle lherzoliti senza anfibolo

	TPS 1	TPS 1	TPS 1	EP 7	EP 7	TPS 1	TPS 1	TPS 1	TPS 1	TPS 1
	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Enstatite	Enstatite	Enstatite	Enstatite	Enstatite
	core	rim	core	core	rim	core	rim	core	rim	core
SiO <sub>2</sub>	54,71	53,40	53,24	53,80	53,90	56,80	55,90	56,30	57,07	56,69
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,13	0,15	0,20	0,12	0,20	0,20	0,20	0,08	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,22	1,98	3,27	2,78	2,11	2,40	0,50	0,65	0,18	0,72
FeO(t)	2,77	2,30	3,23	2,30	2,20	5,80	6,00	5,50	7,54	5,67
MnO	0,04	0,10	0,10	0,10	0,20	0,10	0,30	0,10	0,01	0,11
MgO	15,68	16,30	16,79	16,07	16,30	33,60	32,90	32,70	33,59	34,76
CaO	22,29	21,10	22,55	21,64	20,65	0,80	1,00	0,90	0,31	0,82
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,16	0,08	0,08	0,18	0,10	0,10	0,10	0,02	0,01
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,43	2,10	1,33	2,15	1,95	1,40	1,50	1,60	1,71	1,47
NiO	0,01	0,10	0,04	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
totale	100,32	97,68	100,79	99,23	97,72	101,31	98,51	98,16	100,62	100,48
Si	1,970	1,976	1,922	1,960	1,987	1,938	1,969	1,981	1,974	1,952
Ti	0,002	0,004	0,004	0,005	0,003	0,005	0,005	0,005	0,002	0,003
Al	0,137	0,086	0,139	0,119	0,092	0,097	0,021	0,027	0,007	0,029
Fe	0,084	0,071	0,097	0,070	0,068	0,165	0,177	0,162	0,218	0,163
Mn	0,001	0,003	0,003	0,003	0,006	0,003	0,009	0,003	0,000	0,003
Mg	0,842	0,899	0,904	0,873	0,896	1,709	1,728	1,715	1,732	1,785
Ca	0,860	0,837	0,873	0,845	0,816	0,029	0,038	0,034	0,011	0,030
Na	0,006	0,011	0,006	0,006	0,013	0,007	0,007	0,007	0,001	0,001
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,041	0,061	0,038	0,062	0,057	0,038	0,042	0,045	0,047	0,040
Ni	0,000	0,003	0,001	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
tot	3,942	3,952	3,988	3,947	3,942	3,993	3,998	3,982	3,997	4,010
Al <sub>4</sub>	0,030	0,024	0,078	0,040	0,013	0,062	0,031	0,019	0,026	0,048
Al <sub>6</sub>	0,106	0,062	0,062	0,080	0,079	0,034	0,000	0,008	0,000	0,000
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe <sup>2+</sup>	0,084	0,071	0,097	0,070	0,068	0,165	0,177	0,162	0,218	0,162
Mg#	90,97	92,66	90,27	92,57	92,96	91,17	90,72	91,38	88,81	91,62
Cr#	22,99	41,57	21,39	34,16	38,27	28,13	66,80	62,28	86,55	57,95
Wollastonite	48,17	46,30	46,57	47,26	45,84	1,54	1,94	1,78	0,58	1,54
Ferrosilite	4,68	3,94	5,20	3,92	3,81	8,69	9,10	8,47	11,12	8,18
Enstatite	47,15	49,76	48,23	48,82	50,34	89,77	88,96	89,75	88,30	90,28
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria degli spinelli analizzati nelle lherzoliti senza anfibolo

	EP 7	EP 7	EP 7	EP 3	EP 3	TPS 1	TPS 1	TPS 1	TPS 1
	Cr-Spinello	Cr-Spinello	Cr-Spinello	Cr-Spinello	Cr-Spinello	Cr-Spinello	Cr-Spinello	Cr-Spinello	Cr-Spinello
	in px	in px	core	core	core	core	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	0,01	0,03	0,01	0,01	0,38	0,01	0,01	0,01	0,01
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,03	0,05	0,02	0,09	0,08	0,04	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,75	24,94	19,47	26,86	19,02	26,75	26,94	26,66	26,22
FeO(t)	20,37	20,03	18,84	19,56	20,37	17,65	18,27	19,24	18,25
MnO	0,24	0,31	0,14	0,24	0,31	0,33	0,30	0,25	0,23
MgO	12,21	11,87	12,60	12,08	11,44	13,38	12,69	13,58	12,20
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,38	0,18	0,31	0,32	0,18	0,23	0,25	0,19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,80	35,68	40,81	32,96	41,27	29,88	29,50	29,64	29,89
NiO	0,15	0,08	0,18	0,07	0,13	0,03	0,18	0,36	0,36
totale	93,73	93,33	92,26	92,14	93,26	88,30	88,20	90,04	87,38
FeO wt. %	15,41	15,49	13,33	15,17	15,64	11,92	12,94	12,11	13,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> wt. %	4,96	4,54	5,52	4,40	4,73	5,73	5,34	7,13	4,98
Si	0,000	0,001	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001
Al	1,011	0,954	0,768	1,029	0,749	1,052	1,065	1,033	1,051
Fe <sup>2+</sup>	0,413	0,421	0,373	0,412	0,437	0,333	0,363	0,333	0,378
Fe <sup>3+</sup>	0,120	0,111	0,139	0,108	0,119	0,144	0,135	0,176	0,127
Mn	0,007	0,008	0,004	0,007	0,009	0,009	0,009	0,007	0,007
Mg	0,584	0,574	0,628	0,585	0,570	0,665	0,634	0,665	0,619
V	0,004	0,008	0,004	0,007	0,007	0,004	0,005	0,006	0,004
Cr	0,857	0,916	1,079	0,847	1,090	0,788	0,782	0,770	0,804
Ni	0,004	0,002	0,005	0,002	0,003	0,001	0,005	0,010	0,010
tot	3,000	2,996	3,000	2,997	2,997	2,999	2,999	3,001	3,001
Mg#	58,54	57,72	62,75	58,68	56,59	66,67	63,61	66,64	62,10
Cr#	45,88	48,97	58,44	45,16	59,28	42,84	42,35	42,72	43,33
Ti#	0,05	0,05	0,19	0,23	0,13	0,43	0,38	0,19	0,15
Cromite	43,11	46,23	54,33	42,68	55,66	39,69	39,43	38,90	40,53
Magnetite	6,03	5,60	7,03	5,48	6,10	7,36	6,89	8,95	6,46
Spinello/Hercinite	50,86	48,17	38,64	51,84	38,24	52,95	53,68	52,15	53,00
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria del serpentino analizzato nelle lherzoliti senza anfibolo

	TPS1	TPS1	TPS1	TPS 1	EP 7	EP 7	EP 7	EP 7	EP 3	EP 3
	Serpentino	Serpentino	Serpentino	Serpentino	Serpentino	Serpentino	Serpentino	Serpentino	Serpentino	Serpentino
	gm	gm	gm	gm	gm	gm	gm	gm	gm	gm
SiO <sub>2</sub>	39,28	40,24	41,10	41,60	45,38	38,66	40,74	42,04	39,76	39,72
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,07	0,07	0,05	0,01	0,09	0,12	0,07	0,11	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	0,50	0,76	0,65	0,60	0,23	0,40	0,61	0,81	0,36
FeO(t)	5,78	5,70	5,61	5,75	5,41	5,63	6,01	5,93	5,36	5,64
MnO	0,14	0,09	0,13	0,12	0,04	0,07	0,07	0,07	0,10	0,18
MgO	34,72	34,33	34,41	34,81	40,31	35,78	36,29	36,43	30,17	33,87
CaO	0,36	0,13	0,10	0,10	0,05	0,05	0,09	0,05	1,98	0,14
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,08	0,02
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	0,31	0,36	0,31	0,04	0,07	0,09	0,04	0,07	0,09
NiO	0,07	0,14	0,14	0,11	0,17	0,08	0,14	0,05	0,03	0,05
totale	81,45	81,54	82,71	83,53	92,04	80,71	83,99	85,33	78,49	80,19
Si	4,004	4,078	4,098	4,107	4,053	3,974	4,019	4,066	4,186	4,091
Ti	0,008	0,005	0,005	0,004	0,001	0,007	0,009	0,005	0,009	0,008
Al	0,064	0,060	0,089	0,076	0,063	0,028	0,047	0,070	0,101	0,044
Fe	0,493	0,483	0,468	0,475	0,404	0,484	0,496	0,480	0,472	0,486
Mn	0,012	0,008	0,011	0,010	0,003	0,006	0,006	0,006	0,009	0,016
Mg	5,276	5,187	5,114	5,123	5,367	5,482	5,337	5,252	4,735	5,201
Ca	0,039	0,014	0,011	0,011	0,005	0,006	0,010	0,005	0,223	0,015
Na	0,004	0,004	0,004	0,002	0,002	0,006	0,004	0,004	0,016	0,004
K	0,001	0,001	0,001	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003
Cr	0,035	0,025	0,028	0,024	0,003	0,006	0,007	0,003	0,006	0,007
Ni	0,006	0,011	0,011	0,009	0,012	0,007	0,011	0,004	0,003	0,004
tot	9,941	9,877	9,841	9,842	9,915	10,007	9,948	9,896	9,762	9,879
Mg#	91,46	91,48	91,62	91,52	93,00	91,89	91,50	91,63	90,94	91,46

## Composizione minerali dei leuco-gabbri

Composizione chimica e stechiometria dell'olivina analizzata nei leuco-gabbri

	TMG 9	TMG 9	TMG 9	TMG 9	TPS 14	TPS14	TPS14	TPS14
	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina
	core	core	core	core	core	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	37,01	38,19	38,14	38,30	38,39	37,00	37,24	36,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,10	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO(t)	25,63	17,48	21,59	17,76	28,83	24,86	24,53	26,29
MnO	0,50	0,41	0,38	0,42	0,26	0,51	0,43	0,48
MgO	35,99	42,98	39,27	43,67	31,43	37,09	37,38	36,41
CaO	0,24	0,15	0,05	0,15	0,07	0,18	0,15	0,16
NiO	0,19	0,21	0,11	0,23	0,24	0,17	0,21	0,19
totale	99,56	99,43	99,64	100,59	99,22	99,81	99,94	100,02
Si	0,987	0,981	0,994	0,974	1,036	0,981	0,984	0,973
Al	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,572	0,375	0,470	0,378	0,651	0,551	0,542	0,586
Mn	0,011	0,009	0,008	0,009	0,006	0,011	0,010	0,011
Mg	1,431	1,645	1,525	1,655	1,264	1,466	1,472	1,447
Ca	0,007	0,004	0,001	0,004	0,002	0,005	0,004	0,004
Ni	0,004	0,004	0,002	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004
tot	3,013	3,019	3,005	3,026	2,964	3,019	3,016	3,027
Tefroite	0,56	0,44	0,42	0,44	0,31	0,56	0,48	0,53
Fayalite	28,39	18,50	23,47	18,50	33,87	27,17	26,78	28,68
Forsterite	71,05	81,06	76,11	81,06	65,82	72,26	72,74	70,79
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria del clinopirosseno analizzata nei leuco-gabbri

	TMG 9	TMG 9	TMG 9	TMG 9	TMG 9	TPS14	TPS14	TPS14	TPS14
	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside
	core	core	core	core	core	core	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	51,31	51,53	52,27	50,86	51,11	53,18	52,96	50,59	51,43
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,66	0,43	0,28	0,31	0,50	0,48	1,08	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,20	2,57	4,00	6,29	5,59	2,51	2,19	2,55	2,56
FeO(t)	3,46	5,62	3,06	3,10	2,83	4,09	4,01	6,23	5,61
MnO	0,11	0,27	0,07	0,12	0,09	0,12	0,12	0,28	0,27
MgO	15,77	16,76	17,06	15,74	16,06	17,28	17,22	19,43	16,73
CaO	22,07	21,61	21,45	21,70	22,02	21,09	21,84	19,78	21,57
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,26	0,20	0,14	0,21	0,23	0,22	0,19	0,27
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,27	0,49	1,35	1,18	1,31	0,98	1,01	0,52	0,49
totale	99,70	99,78	99,88	99,42	99,54	99,98	100,05	100,65	99,59
Si	1,876	1,903	1,900	1,858	1,866	1,936	1,932	1,854	1,903
Ti	0,009	0,018	0,012	0,008	0,009	0,014	0,013	0,030	0,018
Al	0,224	0,112	0,171	0,271	0,240	0,108	0,094	0,110	0,112
Fe	0,106	0,174	0,093	0,095	0,086	0,125	0,122	0,191	0,174
Mn	0,003	0,008	0,002	0,004	0,003	0,004	0,004	0,009	0,008
Mg	0,859	0,923	0,924	0,857	0,874	0,938	0,937	1,061	0,923
Ca	0,864	0,855	0,835	0,849	0,862	0,823	0,854	0,777	0,855
Na	0,013	0,019	0,014	0,010	0,015	0,016	0,016	0,014	0,019
Cr	0,037	0,014	0,039	0,034	0,038	0,028	0,029	0,015	0,014
tot	3,992	4,025	3,990	3,986	3,993	3,990	4,001	4,060	4,026
Al <sub>4</sub>	0,124	0,097	0,100	0,142	0,134	0,064	0,068	0,146	0,097
Al <sub>6</sub>	0,100	0,014	0,071	0,129	0,107	0,044	0,026	0,000	0,014
Fe <sub>3+</sub>	0,000	0,051	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,085	0,052
Fe <sub>2+</sub>	0,106	0,123	0,093	0,095	0,086	0,125	0,121	0,106	0,122
Mg#	89,04	84,17	90,85	90,04	91,01	88,28	88,44	84,75	84,17
Cr#	14,08	11,38	18,47	11,23	13,62	20,76	23,63	12,03	11,38
Wollastonite	47,25	44,99	45,08	47,15	47,28	43,64	44,67	39,95	45,01
Ferrosilite	5,78	6,47	5,02	5,26	4,74	6,61	6,33	5,46	6,42
Enstatite	46,97	48,54	49,89	47,59	47,98	49,75	49,00	54,59	48,57
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria del clinopirosseno analizzata nei leuco-gabbri

	TMG 9	TMG 9	TMG 9	TMG 9	TMG 9	TPS14	TPS14	TPS14	TPS14	TPS14
	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite
	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	51,05	51,13	50,78	50,00	50,63	50,56	53,04	49,96	50,74	50,92
TiO <sub>2</sub>	0,77	1,05	1,19	1,17	1,06	1,07	0,52	0,31	0,36	1,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,30	2,30	2,56	2,55	2,34	2,21	3,12	6,32	6,36	2,50
FeO(t)	6,30	8,21	8,95	7,72	7,56	5,92	5,76	3,82	3,73	5,40
MnO	0,44	0,36	0,32	0,33	0,35	0,31	0,17	0,16	0,13	0,27
MgO	16,98	15,13	17,10	15,43	15,58	17,28	16,33	14,93	15,23	16,54
CaO	21,36	21,16	18,86	21,15	21,30	20,07	21,20	22,07	22,21	21,68
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,32	0,31	0,29	0,30	0,28	0,26	0,23	0,20	0,22
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,39	0,33	0,33	0,28	0,30	0,48	0,40	0,95	0,86	0,54
totale	99,83	99,98	100,40	98,93	99,41	98,18	100,79	98,75	99,82	99,07
Si	1,892	1,905	1,880	1,883	1,895	1,897	1,928	1,849	1,854	1,895
Ti	0,021	0,029	0,033	0,033	0,030	0,030	0,014	0,009	0,010	0,028
Al	0,100	0,101	0,112	0,113	0,103	0,098	0,133	0,276	0,274	0,110
Fe	0,195	0,256	0,277	0,243	0,237	0,186	0,175	0,118	0,114	0,168
Mn	0,014	0,011	0,010	0,010	0,011	0,010	0,005	0,005	0,004	0,009
Mg	0,938	0,841	0,944	0,867	0,870	0,966	0,884	0,824	0,830	0,917
Ca	0,848	0,845	0,748	0,854	0,854	0,807	0,826	0,875	0,870	0,864
Na	0,017	0,023	0,022	0,021	0,022	0,020	0,018	0,017	0,014	0,016
Cr	0,011	0,010	0,010	0,008	0,009	0,014	0,011	0,028	0,025	0,016
tot	4,039	4,021	4,037	4,033	4,030	4,027	3,995	3,999	3,994	4,022
Al <sub>4</sub>	0,108	0,095	0,120	0,117	0,105	0,103	0,072	0,151	0,146	0,105
Al <sub>6</sub>	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,061	0,124	0,128	0,004
Fe <sub>3+</sub>	0,071	0,042	0,066	0,063	0,058	0,049	0,000	0,000	0,000	0,045
Fe <sub>2+</sub>	0,125	0,214	0,211	0,180	0,179	0,136	0,175	0,118	0,114	0,123
Mg#	82,77	76,66	77,30	78,08	78,60	83,88	83,49	87,45	87,92	84,52
Cr#	10,21	8,69	7,96	6,94	7,86	12,72	7,93	9,16	8,32	12,66
Wollastonite	44,38	44,49	39,31	44,92	44,90	42,25	43,80	48,16	47,96	45,38
Ferrosilite	6,53	11,25	11,10	9,48	9,40	7,15	9,28	6,51	6,29	6,46
Enstatite	49,09	44,26	49,59	45,60	45,70	50,60	46,92	45,33	45,75	48,16
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00



Composizione chimica e stechiometria del plagioclasio analizzato nei leuco-gabbri

	TMG 9	TMG 9	TMG 9	TMG 9	TMG 9	TPS14	TPS14	TPS14	TPS14	TPS14
	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio
	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	53,43	54,48	53,88	46,98	55,48	55,11	56,32	45,72	45,69	46,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,89	28,53	28,53	34,16	24,15	27,77	27,27	34,29	34,44	34,52
FeO(t)	0,12	0,14	0,13	0,12	0,16	0,19	0,17	0,18	0,17	0,14
MgO	0,02	0,03	0,02	0,05	0,01	0,01	0,03	0,11	0,06	0,06
CaO	11,51	10,91	10,85	17,36	17,97	12,26	11,38	15,89	15,41	17,32
Na <sub>2</sub> O	4,91	4,99	5,38	1,49	2,61	3,79	4,54	2,92	3,29	1,50
K <sub>2</sub> O	0,20	0,20	0,20	0,12	0,16	0,20	0,20	0,13	0,18	0,22
totale	99,08	99,28	98,99	100,28	100,53	99,32	99,90	99,24	99,24	99,83
Si	2,438	2,473	2,459	2,152	2,526	2,499	2,535	2,122	2,121	2,124
Al	1,554	1,527	1,535	1,844	1,296	1,484	1,447	1,877	1,885	1,876
Fe	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006	0,007	0,006	0,007	0,007	0,005
Mg	0,001	0,002	0,001	0,003	0,001	0,001	0,002	0,008	0,004	0,004
Ca	0,563	0,531	0,531	0,852	0,877	0,596	0,549	0,790	0,767	0,856
Na	0,435	0,439	0,476	0,132	0,230	0,334	0,396	0,263	0,296	0,134
K	0,012	0,012	0,012	0,007	0,009	0,011	0,011	0,008	0,011	0,013
tot	5,008	4,989	5,018	4,996	4,945	4,932	4,946	5,075	5,090	5,012
Mg#	22,90	27,64	21,52	42,62	10,02	8,58	23,93	51,89	38,62	43,21
Na#	97,39	97,43	97,61	94,97	96,12	96,67	97,25	97,18	96,56	91,25
Ortoclasio	1,15	1,18	1,14	0,71	0,83	1,22	1,17	0,72	0,98	1,29
Anortite	55,78	54,07	52,10	85,94	78,55	63,32	57,40	74,50	71,45	85,31
Albite	43,06	44,75	46,75	13,35	20,61	35,46	41,43	24,78	27,57	13,40
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria degli spinelli analizzati nei leuco-gabbri

	TMG 9	TMG 9	TMG 9	TMG 9	TPS14	TPS14
	Cr-Spinello	Cr-Spinello	Magnetite	Magnetite	Cr-Spinello	Magnetite
	in ol	in ol	core	core	in ol	core
TiO <sub>2</sub>	1,69	1,76	24,86	28,52	1,78	27,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,88	12,85	0,19	0,33	12,58	0,03
FeO(t)	35,99	33,54	62,91	60,00	34,26	60,94
MnO	0,36	0,58	0,52	0,57	0,92	0,37
MgO	4,70	5,17	5,69	4,85	5,13	5,45
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,69	0,84	0,66	0,89	0,53	0,77
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	43,93	44,15	0,33	0,31	45,10	0,29
NiO	0,25	0,10	0,31	0,37	0,42	0,29
totale	99,50	99,00	95,46	95,84	100,71	95,44
Ti	0,044	0,045	0,702	0,803	0,045	0,770
Al	0,480	0,516	0,008	0,015	0,499	0,001
Fe <sup>2+</sup>	0,797	0,767	1,383	1,520	0,763	1,463
Fe <sup>3+</sup>	0,211	0,170	0,533	0,323	0,182	0,405
Mn	0,010	0,017	0,016	0,018	0,026	0,012
Mg	0,240	0,263	0,318	0,271	0,257	0,305
V	0,016	0,019	0,016	0,022	0,012	0,019
Cr	1,190	1,190	0,010	0,009	1,201	0,009
Ni	0,007	0,003	0,009	0,011	0,011	0,009
tot	2,993	2,989	2,998	2,991	2,996	2,994
Mg#	23,13	25,50	18,71	15,11	25,23	17,26
Cr#	71,27	69,74	53,57	38,42	70,63	86,52
Ti#	15,36	14,88	99,40	99,09	15,27	99,91
Cromite	61,84	61,94	0,78	0,80	62,33	0,73
Magnetite	13,23	11,18	98,54	97,92	11,76	99,16
Spinello/Hercinite	24,93	26,88	0,68	1,28	25,92	0,11
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

## Composizione minerali dei gabbri

Composizione chimica e stechiometria dell'olivina analizzata nei gabbri							
	TPS 3	TPS 3	TPS 3	TPS 3	TPS 5	TPS 5	TPS 5
	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina
	core	core	core	core	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	38,91	39,29	37,55	38,09	36,52	36,79	40,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,16	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05
FeO(t)	22,02	21,65	20,55	18,47	26,70	25,58	14,54
MnO	0,39	0,33	0,45	0,41	0,58	0,55	0,18
MgO	40,06	40,79	41,16	43,20	36,92	37,84	42,64
CaO	0,05	0,07	0,17	0,18	0,11	0,17	0,06
NiO	0,26	0,18	0,14	0,22	0,11	0,23	0,25
totale	101,79	102,47	100,06	100,56	100,94	101,17	98,35
Si	0,993	0,993	0,973	0,972	0,967	0,967	1,032
Al	0,003	0,005	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe	0,470	0,458	0,445	0,394	0,591	0,562	0,309
Mn	0,008	0,007	0,010	0,009	0,013	0,012	0,004
Mg	1,524	1,537	1,589	1,644	1,457	1,482	1,614
Ca	0,001	0,002	0,005	0,005	0,003	0,005	0,002
Ni	0,005	0,004	0,003	0,005	0,002	0,005	0,005
tot	3,005	3,005	3,026	3,028	3,033	3,033	2,967
Tefroite	0,42	0,35	0,48	0,43	0,63	0,60	0,20
Fayalite	23,47	22,86	21,78	19,26	28,68	27,33	16,03
Forsterite	76,11	76,78	77,74	80,31	70,69	72,07	83,77
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria del clinopirosseno analizzata nei gabbri

	TPS 3	TPS 3	TPS 3	TPS 3	TPS 3	TPS 5	TPS 5	TPS 5	TPS 5	TPS 5
	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside
	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	52,48	51,95	50,47	50,63	50,66	51,48	51,22	52,02	51,42	50,60
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,45	0,27	0,28	0,28	0,26	0,31	0,35	0,34	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,86	4,11	6,53	6,07	6,26	5,19	5,61	4,31	5,53	5,53
FeO(t)	3,06	2,78	2,87	3,12	3,09	2,89	2,92	2,81	3,22	2,80
MnO	0,11	0,06	0,15	0,09	0,12	0,07	0,13	0,08	0,14	0,09
MgO	15,92	17,01	15,12	15,67	15,68	16,39	15,68	15,65	15,43	15,90
CaO	22,48	21,50	22,21	21,61	21,61	21,53	21,63	22,45	21,84	21,80
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,19	0,16	0,13	0,14	0,18	0,11	0,13	0,21	0,21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,12	1,22	1,21	1,12	1,18	1,38	1,34	1,41	1,34	1,30
totale	99,48	99,27	98,99	98,72	99,03	99,37	98,93	99,21	99,47	98,53
Si	1,918	1,898	1,854	1,863	1,858	1,880	1,879	1,906	1,880	1,867
Ti	0,009	0,012	0,007	0,008	0,008	0,007	0,008	0,010	0,009	0,009
Al	0,166	0,177	0,283	0,263	0,271	0,223	0,242	0,186	0,238	0,240
Fe	0,094	0,085	0,088	0,096	0,095	0,088	0,090	0,086	0,098	0,086
Mn	0,003	0,002	0,005	0,003	0,004	0,002	0,004	0,002	0,004	0,003
Mg	0,867	0,926	0,828	0,859	0,858	0,892	0,857	0,855	0,841	0,874
Ca	0,880	0,842	0,874	0,852	0,849	0,842	0,850	0,881	0,855	0,862
Na	0,008	0,013	0,011	0,009	0,010	0,013	0,008	0,009	0,015	0,015
Cr	0,032	0,035	0,035	0,033	0,034	0,040	0,039	0,041	0,039	0,038
tot	3,978	3,990	3,985	3,986	3,987	3,988	3,976	3,976	3,980	3,993
Al <sub>4</sub>	0,082	0,102	0,146	0,137	0,142	0,120	0,121	0,094	0,120	0,133
Al <sub>6</sub>	0,084	0,075	0,137	0,126	0,129	0,103	0,121	0,092	0,118	0,107
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,094	0,085	0,088	0,096	0,095	0,088	0,090	0,086	0,098	0,086
Mg#	90,27	91,60	90,38	89,95	90,06	91,00	90,54	90,86	89,52	91,01
Cr#	16,29	16,61	11,06	11,01	11,22	15,14	13,78	18,00	13,98	13,58
Wollastonite	47,81	45,42	48,83	47,14	47,14	46,21	47,31	48,37	47,67	47,29
Ferrosilite	5,08	4,58	4,92	5,31	5,26	4,84	4,98	4,72	5,49	4,74
Enstatite	47,11	49,99	46,25	47,55	47,60	48,94	47,71	46,91	46,85	47,97
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria del clinopirosseno analizzata nei gabbri

	TPS 3	TPS 3	TPS 3	TPS 3	TPS 5	TPS 5	TPS 5	TPS 5
	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite
	core	core	core	core	core	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	50,73	51,31	50,05	50,45	50,89	50,36	50,72	51,14
TiO <sub>2</sub>	1,02	0,80	0,63	0,79	0,88	1,11	0,69	1,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,39	2,61	2,54	2,44	2,43	2,48	2,17	2,36
FeO(t)	5,91	6,04	6,57	6,06	7,10	7,01	5,17	7,64
MnO	0,22	0,21	0,26	0,28	0,35	0,28	0,22	0,35
MgO	17,19	17,31	16,18	16,23	15,27	15,51	16,75	15,74
CaO	15,63	20,80	21,11	21,66	21,97	21,63	22,57	21,51
Na <sub>2</sub> O	0,29	0,24	0,28	0,18	0,28	0,27	0,25	0,30
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,36	0,44	0,51	0,44	0,36	0,33	0,50	0,30
totale	93,73	99,76	98,11	98,53	99,54	98,96	99,04	100,41
Si	1,959	1,894	1,891	1,894	1,901	1,891	1,892	1,895
Ti	0,029	0,022	0,018	0,022	0,025	0,031	0,019	0,030
Al	0,109	0,114	0,113	0,108	0,107	0,110	0,095	0,103
Fe	0,191	0,186	0,208	0,190	0,222	0,220	0,161	0,237
Mn	0,007	0,007	0,008	0,009	0,011	0,009	0,007	0,011
Mg	0,989	0,953	0,911	0,908	0,850	0,868	0,932	0,870
Ca	0,647	0,823	0,854	0,871	0,879	0,870	0,902	0,854
Na	0,021	0,017	0,020	0,013	0,020	0,020	0,018	0,022
Cr	0,011	0,013	0,015	0,013	0,011	0,010	0,015	0,009
tot	3,963	4,029	4,038	4,030	4,026	4,028	4,042	4,030
Al <sub>4</sub>	0,041	0,106	0,109	0,106	0,099	0,109	0,108	0,105
Al <sub>6</sub>	0,067	0,008	0,004	0,002	0,008	0,000	0,000	0,000
Fe <sub>3+</sub>	0,000	0,058	0,075	0,059	0,052	0,056	0,072	0,058
Fe <sub>2+</sub>	0,191	0,129	0,132	0,131	0,170	0,164	0,089	0,179
Mg#	83,83	83,63	81,44	82,69	79,32	79,78	85,24	78,60
Cr#	9,06	10,16	11,77	10,74	8,95	8,08	13,39	7,86
Wollastonite	35,40	43,22	45,02	45,60	46,29	45,75	46,92	44,90
Ferrosilite	10,44	6,76	6,98	6,85	8,94	8,61	4,63	9,40
Enstatite	54,16	50,03	48,00	47,54	44,77	45,64	48,45	45,70
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria del plagioclasio analizzato nei gabbri

	TPS 3	TPS 3	TPS 3	TPS 3	TPS 5	TPS 5	TPS 5	TPS 5	TPS 5	TPS 5
	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio
	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	54,99	56,74	56,25	56,94	45,59	53,43	55,19	46,15	46,25	46,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,46	27,13	27,00	26,64	34,57	28,92	27,79	34,79	34,66	33,99
FeO(t)	0,16	0,15	0,17	0,15	0,16	0,14	0,14	0,13	0,13	0,11
MgO	0,04	0,02	0,01	0,02	0,06	0,01	0,01	0,06	0,06	0,05
CaO	10,72	10,95	11,06	10,84	15,60	11,39	12,31	17,59	17,39	17,53
Na <sub>2</sub> O	5,61	4,89	4,49	4,52	3,08	5,15	3,68	1,30	1,51	1,39
K <sub>2</sub> O	0,19	0,18	0,20	0,21	0,19	0,20	0,15	0,03	0,04	0,03
totale	100,17	100,06	99,18	99,32	99,26	99,24	99,28	100,04	100,04	99,50
Si	2,478	2,547	2,546	2,570	2,116	2,436	2,502	2,120	2,125	2,143
Al	1,511	1,436	1,441	1,417	1,891	1,554	1,484	1,884	1,877	1,850
Fe	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004
Mg	0,003	0,001	0,001	0,001	0,004	0,001	0,001	0,004	0,004	0,003
Ca	0,518	0,527	0,536	0,524	0,776	0,556	0,598	0,866	0,856	0,868
Na	0,490	0,426	0,394	0,395	0,277	0,456	0,324	0,116	0,135	0,124
K	0,011	0,010	0,012	0,012	0,011	0,012	0,009	0,002	0,002	0,002
tot	5,017	4,953	4,936	4,925	5,082	5,020	4,922	4,997	5,005	4,995
Mg#	30,83	19,20	9,49	19,20	39,82	11,28	11,35	45,14	45,14	44,76
Na#	97,78	97,64	97,11	97,06	96,06	97,51	97,38	98,56	98,29	98,60
Ortoclasio	1,09	1,07	1,25	1,29	1,07	1,14	0,94	0,17	0,24	0,18
Anortite	50,78	54,71	56,94	56,28	72,90	54,35	64,26	88,05	86,22	87,30
Albite	48,13	44,22	41,81	42,43	26,03	44,52	34,80	11,78	13,55	12,53
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00



Composizione chimica e stechiometria degli spinelli analizzati nei gabbri

	TPS 3	TPS 3	TPS 3	TPS 5	TPS 5
	Cr-Spinello	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite
	in ol	core	core	core	core
TiO <sub>2</sub>	1,67	18,67	24,00	18,23	17,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,90	0,24	0,18	0,18	0,34
FeO(t)	35,31	69,98	64,65	67,96	68,49
MnO	0,44	0,11	0,43	0,50	0,64
MgO	4,81	3,80	5,50	6,43	7,94
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,74	0,89	0,73	0,63	0,84
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	44,49	1,30	0,52	0,31	0,08
NiO	0,24	0,32	0,29	0,26	0,37
totale	99,59	95,32	96,30	94,50	95,87
Ti	0,043	0,539	0,674	0,521	0,479
Al	0,479	0,011	0,008	0,008	0,015
Fe <sup>2+</sup>	0,788	1,343	1,371	1,172	1,053
Fe <sup>3+</sup>	0,199	0,811	0,582	0,889	0,963
Mn	0,013	0,004	0,014	0,016	0,020
Mg	0,245	0,218	0,306	0,364	0,439
V	0,017	0,022	0,018	0,016	0,020
Cr	1,202	0,039	0,015	0,009	0,002
Ni	0,007	0,010	0,009	0,008	0,011
tot	2,992	2,997	2,997	3,003	3,001
Mg#	23,74	13,94	18,26	23,72	29,41
Cr#	71,49	78,44	65,53	53,75	13,18
Ti#	15,16	99,00	99,41	99,25	98,49
Cromite	62,50	2,81	1,19	0,65	0,15
Magnetite	12,59	96,41	98,19	98,80	98,84
Spinello/Hercinite	24,92	0,77	0,63	0,56	1,00
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

## Composizione minerali dei pillow lavas

Composizione chimica e stechiometria delle olivine analizzate nei pillow lavas

	TMG1	TMG1	TMG4	TMG8	TMG8	TPS9
	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina
	core	core	core	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	40,23	39,88	39,31	41,21	39,10	39,75
FeO(t)	22,97	22,77	22,07	21,61	20,69	21,02
MnO	0,11	0,10	0,11	0,09	0,12	0,11
MgO	37,17	35,70	36,41	35,86	39,83	37,87
CaO	0,09	0,03	0,04	0,07	0,05	0,05
NiO	0,09	0,12	0,08	0,07	0,11	0,09
totale	100,66	98,60	98,02	98,91	99,90	98,89
Si	1,036	1,048	1,038	1,069	1,008	1,034
Fe	0,495	0,500	0,487	0,469	0,446	0,457
Mn	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002
Mg	1,427	1,398	1,433	1,387	1,531	1,469
Ca	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
Ni	0,002	0,003	0,002	0,001	0,002	0,002
tot	2,964	2,952	2,962	2,931	2,992	2,966
Tefroite	0,12	0,12	0,12	0,11	0,14	0,13
Fayalite	25,71	26,32	25,35	25,24	22,54	23,72
Forsterite	74,17	73,56	74,53	74,65	77,33	76,16
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria dei pirosseni analizzati nei pillow lavas

	TMG1	TMG1	TMG1	TMG4	TMG4	TMG4	TMG8	TMG8	TMG8	TPS9	TPS9	TPS9
	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite
	core	core	core	rim	gm	rim	core	core	gm	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	52,91	53,69	53,27	52,76	53,09	53,40	53,46	53,62	53,30	52,97	53,47	52,16
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,73	0,67	0,59	0,51	0,61	0,56	0,61	0,76	0,73	0,65	0,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,86	1,78	1,28	1,26	1,21	0,74	1,26	1,36	1,70	1,67	1,60	1,40
FeO(t)	7,27	6,86	7,35	6,95	6,88	7,35	7,10	8,27	7,98	8,49	6,97	9,60
MnO	0,11	0,07	0,22	0,07	0,09	0,08	0,13	0,40	0,24	0,13	0,22	0,22
MgO	17,43	17,96	19,27	17,20	17,55	17,05	17,13	16,56	17,09	17,02	17,53	17,16
CaO	20,24	18,74	17,63	19,75	20,15	19,69	20,08	18,81	19,37	18,67	19,24	17,80
Na <sub>2</sub> O	0,35	0,31	0,15	0,33	0,36	0,32	0,18	0,36	0,38	0,29	0,18	0,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,07	0,09	0,05	0,11	0,09	0,06	0,07	0,09	0,11	0,06	0,07
totale	99,68	100,21	99,93	98,96	99,96	99,32	99,95	100,06	100,92	100,06	99,93	99,68
Si	1,956	1,956	1,949	1,958	1,952	1,976	1,964	1,973	1,946	1,950	1,959	1,939
Ti	0,013	0,020	0,018	0,017	0,014	0,017	0,015	0,017	0,021	0,020	0,018	0,022
Al	0,038	0,076	0,055	0,055	0,052	0,032	0,054	0,059	0,073	0,072	0,069	0,061
Fe	0,225	0,209	0,225	0,216	0,212	0,227	0,218	0,255	0,244	0,261	0,214	0,298
Mn	0,003	0,002	0,007	0,002	0,003	0,003	0,004	0,012	0,007	0,004	0,007	0,007
Mg	0,961	0,976	1,051	0,952	0,962	0,940	0,938	0,908	0,930	0,934	0,958	0,951
Ca	0,802	0,732	0,691	0,785	0,794	0,781	0,790	0,742	0,758	0,737	0,755	0,709
Na	0,025	0,022	0,010	0,024	0,026	0,023	0,013	0,025	0,027	0,020	0,013	0,036
Cr	0,001	0,002	0,003	0,001	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002
tot	4,024	3,995	4,009	4,009	4,019	4,001	3,999	3,993	4,009	4,002	3,994	4,026
Al <sub>4</sub>	0,044	0,044	0,051	0,042	0,048	0,024	0,036	0,027	0,054	0,050	0,041	0,061
Al <sub>6</sub>	0,000	0,033	0,004	0,013	0,005	0,008	0,018	0,032	0,019	0,022	0,028	0,000
Fe <sub>3+</sub>	0,042	0,000	0,018	0,019	0,037	0,003	0,000	0,000	0,018	0,004	0,000	0,052
Fe <sub>2+</sub>	0,183	0,209	0,207	0,197	0,175	0,225	0,218	0,255	0,226	0,257	0,214	0,247
Mg#	81,04	82,36	82,37	81,53	81,96	80,53	81,13	78,11	79,24	78,13	81,77	76,12
Cr#	3,02	2,57	4,49	2,60	5,76	7,57	3,11	3,33	3,42	4,24	2,46	3,25
Wollastonite	41,23	38,19	35,45	40,60	41,12	40,12	40,60	38,95	39,58	38,20	39,21	37,18
Ferrosilite	9,40	10,90	10,61	10,19	9,04	11,55	11,21	13,37	11,81	13,35	11,08	12,94
Enstatite	49,38	50,91	53,94	49,21	49,83	48,33	48,19	47,69	48,60	48,44	49,71	49,88
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria dei pirosseni analizzati nei pillow lavas

	TMG1	TMG1	TMG1	TMG1	TMG1	TMG1	TMG4	TPS9	TPS9
	Pigeonite	Pigeonite	Pigeonite	Pigeonite	Pigeonite	Pigeonite	Pigeonite	Pigeonite	Pigeonite
	core	core	core	core	core	core	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	54,09	54,13	54,49	54,50	55,04	53,90	53,75	54,75	55,67
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,79	0,87	0,87	0,96	0,92	0,92	0,89	0,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,36	1,27	1,26	1,21	2,37	2,31	2,43	2,61	2,41
FeO(t)	12,99	12,39	12,86	14,07	16,06	16,18	15,38	14,66	13,06
MnO	0,23	0,23	0,50	0,41	0,30	0,45	0,36	0,21	0,27
MgO	24,42	24,50	24,69	25,23	24,43	24,34	23,85	25,34	25,39
CaO	5,27	5,95	5,72	4,90	3,47	3,35	4,37	3,83	4,34
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,15	0,23	0,05	0,32	0,11	0,10	0,20	0,26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,08	0,04	0,06	0,05	0,05	0,09	0,03	0,12
totale	99,41	99,48	100,65	101,29	103,01	101,61	101,25	102,52	102,31
Si	1,965	1,964	1,959	1,952	1,944	1,934	1,934	1,932	1,955
Ti	0,020	0,022	0,024	0,023	0,025	0,025	0,025	0,024	0,021
Al	0,058	0,054	0,053	0,051	0,099	0,098	0,103	0,109	0,100
Fe	0,395	0,376	0,387	0,421	0,474	0,486	0,463	0,433	0,384
Mn	0,007	0,007	0,015	0,012	0,009	0,014	0,011	0,006	0,008
Mg	1,323	1,325	1,323	1,347	1,286	1,302	1,279	1,333	1,329
Ca	0,205	0,231	0,220	0,188	0,131	0,129	0,168	0,145	0,163
Na	0,016	0,011	0,016	0,003	0,022	0,008	0,007	0,014	0,018
Cr	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,003	0,001	0,003
tot	3,992	3,992	3,998	4,000	3,992	3,996	3,992	3,996	3,981
Al <sub>4</sub>	0,035	0,036	0,041	0,048	0,056	0,066	0,066	0,068	0,045
Al <sub>6</sub>	0,024	0,018	0,012	0,003	0,042	0,032	0,036	0,041	0,055
Fe <sub>3+</sub>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sub>2+</sub>	0,395	0,376	0,387	0,421	0,474	0,486	0,463	0,433	0,384
Mg#	77,02	77,91	77,39	76,17	73,05	72,83	73,44	75,49	77,61
Cr#	3,79	4,07	2,09	3,22	1,40	1,43	2,43	0,76	3,23
Wollastonite	10,68	11,98	11,41	9,61	6,95	6,72	8,82	7,59	8,71
Ferrosilite	20,53	19,45	20,03	21,53	25,07	25,34	24,22	22,65	20,44
Enstatite	68,80	68,58	68,56	68,85	67,98	67,93	66,96	69,76	70,85
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria dei plagioclasii analizzati nei pillow lavas

	TMG1	TMG1	TMG4	TMG4	TMG8	TMG8	TPS9	TPS9
	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio
	core	rim	core	core	core	rim	rim	rim
SiO <sub>2</sub>	50,60	55,91	50,47	51,46	54,38	58,04	58,04	51,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,68	28,15	31,82	31,12	28,79	26,44	26,44	29,11
FeO(t)	0,72	0,67	0,67	0,76	0,76	0,71	0,61	0,77
CaO	14,57	10,23	14,47	13,67	11,20	8,39	8,39	13,32
Na <sub>2</sub> O	3,52	5,52	3,21	3,68	4,87	6,40	6,40	4,20
K <sub>2</sub> O	0,18	0,41	0,19	0,21	0,39	0,60	0,60	0,18
totale	100,27	100,90	100,84	100,89	100,38	100,59	100,49	99,45
Si	2,311	2,503	2,288	2,327	2,454	2,594	2,595	2,381
Al	1,651	1,485	1,700	1,659	1,531	1,393	1,393	1,574
Fe	0,027	0,025	0,026	0,029	0,029	0,026	0,023	0,030
Ca	0,713	0,491	0,703	0,662	0,542	0,402	0,402	0,655
Na	0,312	0,479	0,282	0,322	0,426	0,555	0,555	0,374
K	0,010	0,024	0,011	0,012	0,023	0,034	0,034	0,010
tot	5,025	5,006	5,009	5,011	5,004	5,004	5,003	5,024
Ortoclasio	0,991	2,379	1,114	1,228	2,290	3,429	3,429	1,001
Anortite	68,88	49,37	70,55	66,43	54,69	40,57	40,57	63,00
Albite	30,13	48,25	28,33	32,34	43,02	56,01	56,01	36,00
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria degli spinelli analizzati nei pillow lavas

	TMG1	TMG1	TMG1	TMG1	TMG4	TMG4	TMG4	TMG8	TMG8	TMG8	TPS9	TPS9	TPS9
	mgt	mgt	mgt	mgt	mgt	mgt	mgt	mgt	mgt	mgt	mgt	mgt	mgt
	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core	core
TiO <sub>2</sub>	18,88	17,27	17,60	14,58	19,45	16,56	24,25	24,25	26,57	26,25	26,17	8,00	11,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,17	1,97	1,52	0,64	1,05	1,38	1,63	1,63	1,76	1,93	1,77	0,53	0,49
FeO(t)	76,13	74,29	73,18	76,03	77,22	79,65	67,08	67,08	68,84	66,06	67,44	88,05	86,84
MnO	1,41	1,25	1,43	0,33	1,09	0,57	0,72	0,72	0,40	0,89	0,45	0,41	0,66
MgO	0,21	0,13	0,32	0,02	0,04	0,16	0,21	0,21	0,25	0,27	0,31	0,19	0,23
totale	97,79	94,90	94,05	91,61	98,85	98,32	93,89	93,89	97,83	95,40	96,14	97,18	99,46
FeO wt. %	47,37	45,40	44,88	42,88	48,78	46,48	51,47	51,47	55,06	53,48	54,01	38,68	41,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> wt. %	28,76	28,89	28,30	33,15	28,44	33,16	15,62	15,62	13,78	12,58	13,43	49,37	44,90
Ti	0,546	0,513	0,528	0,454	0,557	0,477	0,723	0,723	0,758	0,767	0,759	0,237	0,324
Al	0,053	0,092	0,072	0,031	0,047	0,062	0,076	0,076	0,079	0,088	0,080	0,024	0,022
Fe <sup>2+</sup>	1,523	1,499	1,496	1,484	1,554	1,490	1,706	1,706	1,748	1,737	1,743	1,273	1,343
Fe <sup>3+</sup>	0,832	0,859	0,849	1,032	0,815	0,956	0,466	0,466	0,393	0,368	0,390	1,462	1,294
Mn	0,046	0,042	0,048	0,012	0,035	0,019	0,024	0,024	0,013	0,029	0,015	0,014	0,021
Mg	0,012	0,008	0,019	0,001	0,002	0,009	0,013	0,013	0,014	0,016	0,018	0,011	0,013
tot	3,012	3,012	3,012	3,014	3,011	3,013	3,007	3,007	3,006	3,005	3,005	3,020	3,018
Mg#	0,78	0,50	1,24	0,08	0,14	0,60	0,73	0,73	0,81	0,90	1,02	0,88	0,98
Ti#	95,38	91,79	93,64	96,69	95,94	93,89	95,01	95,01	95,07	94,55	94,97	95,11	96,67
Ti	18,45	17,56	17,95	15,21	18,80	16,17	24,66	24,66	25,91	26,29	25,96	7,90	10,81
Fe <sub>2</sub> +Mn+Mg	53,43	53,04	53,17	50,18	53,69	51,42	59,45	59,45	60,64	61,10	60,71	43,32	46,00
Fe <sub>3</sub>	28,13	29,40	28,88	34,60	27,51	32,41	15,89	15,89	13,44	12,61	13,33	48,78	43,20

Composizione chimica e stechiometria delle ilmeniti analizzate nei pillow lavas

	TMG1	TMG1	TMG1	TMG4	TMG4	TMG8	TMG8	TMG8	TPS9
	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm
	core	core	core	core	core	core	core	core	core
TiO <sub>2</sub>	49,82	48,91	47,84	48,47	50,26	50,12	47,45	48,74	48,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	0,20	0,13	1,13	0,03	0,02	0,06	0,28	0,14
FeO(t)	49,80	48,46	48,88	46,78	43,39	49,38	48,45	47,44	49,95
MnO	0,66	0,55	0,74	0,97	2,12	0,53	0,62	0,49	0,95
MgO	0,13	0,26	0,88	0,17	0,01	0,10	0,16	0,38	0,34
totale	100,57	98,38	98,48	97,53	95,81	100,14	96,74	97,32	99,37
FeO wt. %	43,91	42,97	40,72	42,31	43,04	44,37	41,77	42,68	41,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> wt. %	5,89	5,49	8,16	4,47	0,35	5,01	6,68	4,76	8,34
Ti	0,942	0,944	0,919	0,939	0,996	0,952	0,933	0,949	0,918
Al	0,005	0,006	0,004	0,034	0,001	0,001	0,002	0,008	0,004
Fe <sup>2+</sup>	0,923	0,922	0,870	0,912	0,948	0,937	0,914	0,924	0,885
Fe <sup>3+</sup>	0,111	0,106	0,157	0,087	0,007	0,095	0,132	0,093	0,160
Mn	0,014	0,012	0,016	0,021	0,047	0,011	0,014	0,011	0,020
Mg	0,005	0,010	0,033	0,007	0,000	0,004	0,006	0,015	0,013
tot	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Mg#	0,52	1,06	3,70	0,72	0,04	0,40	0,68	1,55	1,42
Ti#	99,74	99,68	99,79	98,20	99,95	99,97	99,90	99,56	99,77
Ti	47,20	47,33	46,06	47,79	49,82	47,61	46,70	47,66	46,00
Fe <sub>2</sub> +Mn+Mg	47,21	47,35	46,07	47,80	49,83	47,62	46,71	47,67	46,01
Fe <sub>3</sub>	5,58	5,32	7,86	4,41	0,35	4,77	6,58	4,66	8,00

## Composizione minerali delle doleriti

Composizione chimica e stechiometria delle olivine analizzate nelle doleriti

	TPS4	TPS4	TPS8	TPS8	TPS8
	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina
	core	core	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	39,25	38,31	38,75	38,72	38,50
FeO(t)	20,00	19,88	20,51	19,83	20,52
MnO	0,31	0,48	0,41	0,25	0,28
MgO	40,51	40,57	40,53	39,86	40,12
CaO	0,32	0,38	0,30	0,32	0,03
NiO	0,06	0,08	0,08	0,12	0,09
totale	100,44	99,70	100,58	99,10	99,54
Si	1,005	0,991	0,995	1,005	0,998
Fe	0,428	0,430	0,440	0,431	0,445
Mn	0,007	0,011	0,009	0,005	0,006
Mg	1,546	1,565	1,551	1,542	1,550
Ca	0,009	0,011	0,008	0,009	0,001
Ni	0,001	0,002	0,002	0,003	0,002
tot	2,995	3,009	3,005	2,995	3,002
Tefroite	0,34	0,53	0,44	0,27	0,31
Fayalite	21,61	21,45	22,01	21,76	22,23
Forsterite	78,04	78,03	77,55	77,96	77,47
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria dei pirosseni analizzati nelle doleriti

	TPS4	TPS4	TPS4	TPS4	TPS4	TPS4	TPS8	TPS8	TPS8	TPS8	TPS8	TPS8	TPS9	TPS10
	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite
	gm	gm	core	core	gm	core	core	gm	gm	gm	gm	gm	gm	gm
SiO <sub>2</sub>	53,29	52,80	52,00	52,45	54,89	55,26	55,87	57,21	54,75	55,76	52,20	57,36	52,73	52,70
TiO <sub>2</sub>	0,78	0,87	0,77	0,83	0,82	0,67	0,69	0,58	0,56	0,68	0,59	0,57	0,89	0,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,88	1,86	1,74	1,64	1,57	1,47	1,99	1,37	1,33	1,27	1,17	1,01	2,63	1,85
FeO(t)	8,34	9,57	10,42	10,34	9,63	9,49	6,75	6,34	6,33	7,25	8,77	7,07	16,18	15,61
MnO	0,26	0,29	0,25	0,30	0,47	0,29	1,65	0,60	0,49	0,63	0,32	0,62	0,57	0,44
MgO	18,41	16,89	16,08	16,28	16,45	16,86	16,26	17,03	17,63	15,83	17,99	16,57	22,83	23,24
CaO	17,07	17,67	18,00	17,93	15,94	16,89	19,20	15,42	17,63	17,41	17,70	15,08	3,86	4,37
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,15	0,05	0,09	0,10	0,08	0,27	0,09	0,04	0,19	0,08	0,12	0,21	0,25
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,05	0,07	0,04	0,05	0,03	0,05	0,07	0,07	0,07	0,09	0,06	0,12	0,08
totale	100,24	100,14	99,38	99,88	99,92	101,03	102,74	98,71	98,84	99,09	98,90	98,46	100,02	99,36
Si	1,947	1,946	1,943	1,948	2,008	2,002	1,990	2,073	2,007	2,041	1,946	2,088	1,929	1,940
Ti	0,021	0,024	0,022	0,023	0,023	0,018	0,018	0,016	0,015	0,019	0,016	0,016	0,024	0,023
Al	0,081	0,081	0,077	0,072	0,068	0,063	0,084	0,059	0,057	0,055	0,051	0,044	0,113	0,080
Fe	0,255	0,295	0,326	0,321	0,295	0,288	0,201	0,192	0,194	0,222	0,274	0,215	0,495	0,481
Mn	0,008	0,009	0,008	0,009	0,015	0,009	0,050	0,018	0,015	0,019	0,010	0,019	0,018	0,014
Mg	1,003	0,928	0,896	0,901	0,897	0,910	0,863	0,920	0,963	0,864	1,000	0,899	1,245	1,275
Ca	0,668	0,698	0,721	0,714	0,625	0,656	0,733	0,599	0,692	0,683	0,707	0,588	0,151	0,172
Na	0,009	0,011	0,004	0,006	0,007	0,006	0,019	0,006	0,003	0,014	0,006	0,008	0,015	0,018
Cr	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002
tot	3,994	3,994	3,997	3,996	3,938	3,951	3,959	3,884	3,950	3,919	4,013	3,878	3,995	4,005
Al <sub>4</sub>	0,053	0,054	0,057	0,052	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,054	0,000	0,071	0,060
Al <sub>6</sub>	0,028	0,027	0,020	0,020	0,068	0,063	0,073	0,059	0,057	0,055	0,000	0,044	0,043	0,020
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,024	0,000	0,000	0,010
Fe <sup>2+</sup>	0,255	0,295	0,326	0,321	0,295	0,288	0,201	0,192	0,194	0,222	0,250	0,215	0,495	0,471
Mg#	79,75	75,87	73,33	73,73	75,27	75,99	81,12	82,74	83,23	79,57	78,52	80,69	71,55	72,63
Cr#	3,11	1,77	2,62	1,61	2,10	1,35	1,66	3,31	3,42	3,55	4,91	3,82	2,97	2,82
Wollastonite	34,70	36,33	37,11	36,86	34,40	35,37	40,77	35,00	37,43	38,61	36,14	34,56	8,00	8,99
Ferrosilite	13,23	15,36	16,78	16,59	16,22	15,52	11,18	11,22	10,50	12,54	12,76	12,64	26,17	24,53
Enstatite	52,08	48,31	46,12	46,55	49,38	49,12	48,04	53,78	52,07	48,85	51,10	52,80	65,83	66,48
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria dei plagioclasii analizzati nelle doleriti

	TPS4	TPS4	TPS4	TPS4	TPS4	TPS8	TPS8	TPS8	TPS8	TPS8
	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio	Plagioclasio
	core	mcr	core	core	rim	core	int	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	50,97	51,22	48,03	48,06	51,55	54,43	54,80	47,75	48,41	48,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,17	29,96	33,15	33,16	29,61	28,49	27,94	33,64	33,17	33,16
FeO(t)	0,66	0,66	0,64	0,59	0,73	0,72	0,69	0,53	0,53	0,60
CaO	14,19	14,18	16,21	16,12	14,04	11,35	11,22	16,92	16,07	16,03
Na <sub>2</sub> O	3,63	3,76	2,18	2,26	3,65	5,32	5,04	1,81	2,33	2,36
K <sub>2</sub> O	0,19	0,14	0,09	0,12	0,20	0,36	0,59	0,10	0,11	0,12
totale	99,80	99,92	100,30	100,31	99,78	100,66	100,28	100,76	100,62	100,96
Si	2,334	2,343	2,199	2,200	2,360	2,455	2,479	2,178	2,207	2,213
Al	1,629	1,615	1,789	1,789	1,598	1,515	1,490	1,809	1,783	1,776
Fe	0,025	0,025	0,024	0,023	0,028	0,027	0,026	0,020	0,020	0,023
Ca	0,696	0,695	0,795	0,791	0,689	0,549	0,544	0,827	0,785	0,780
Na	0,322	0,333	0,194	0,201	0,324	0,465	0,442	0,160	0,206	0,208
K	0,011	0,008	0,005	0,007	0,012	0,020	0,034	0,006	0,006	0,007
tot	5,018	5,020	5,006	5,010	5,009	5,031	5,014	5,000	5,008	5,007
Ortoclasio	1,071	0,778	0,534	0,709	1,152	1,980	3,322	0,592	0,648	0,706
Anortite	67,63	67,05	79,99	79,18	67,24	53,05	53,33	83,30	78,68	78,38
Albite	31,30	32,17	19,48	20,11	31,60	44,97	43,34	16,11	20,67	20,91
totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Composizione chimica e stechiometria degli spinelli analizzati nelle doleriti

	TPS4	TPS4	TPS4	TPS4	TPS4	TPS8	TPS8	TPS8	TPS8
	mgt	mgt	mgt	mgt	mgt	mgt	mgt	mgt	mgt
	gm	gm	gm	gm	gm	gm	gm	gm	gm
TiO <sub>2</sub>	15,63	17,62	18,67	24,00	24,86	28,52	27,29	18,23	17,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	0,57	0,24	0,18	0,19	0,33	0,03	0,18	0,34
FeO(t)	74,93	69,70	69,98	64,65	62,91	60,00	60,94	67,96	68,49
MnO	0,78	0,74	0,11	0,43	0,52	0,57	0,37	0,50	0,64
MgO	5,41	5,17	3,80	5,50	5,69	4,85	5,45	6,43	7,94
totale	97,04	93,79	92,81	94,77	94,16	94,27	94,09	93,30	94,58
FeO wt. %	36,91	37,98	41,23	43,58	43,76	48,22	46,32	36,61	33,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> wt. %	38,02	31,71	28,74	21,07	19,15	11,79	14,62	31,35	34,77
Ti	0,441	0,513	0,555	0,686	0,713	0,819	0,783	0,529	0,486
Al	0,013	0,026	0,011	0,008	0,009	0,015	0,001	0,008	0,015
Fe <sup>2+</sup>	1,159	1,229	1,363	1,385	1,396	1,539	1,479	1,181	1,062
Fe <sup>3+</sup>	1,074	0,923	0,855	0,603	0,550	0,339	0,420	0,910	0,985
Mn	0,025	0,024	0,004	0,014	0,017	0,018	0,012	0,016	0,020
Mg	0,303	0,298	0,224	0,312	0,323	0,276	0,310	0,370	0,446
tot	3,015	3,013	3,012	3,008	3,008	3,005	3,006	3,013	3,014
Mg#	20,70	19,52	14,12	18,38	18,81	15,20	17,35	23,85	29,56
Ti#	98,59	97,54	99,00	99,41	99,40	99,09	99,91	99,25	98,49
Ti	14,70	17,16	18,50	22,87	23,78	27,38	26,07	17,59	16,22
Fe <sup>2+</sup> +Mn+Mg	49,51	51,93	53,01	57,04	57,89	61,30	59,94	52,14	50,94
Fe <sup>3+</sup>	35,79	30,91	28,49	20,09	18,33	11,32	13,98	30,27	32,85



## Concentrazione elementi in traccia nei clinopirosseni

	SSL8 LA	SSL8 LA	SSL8 LA	SSL8 LA	SSL8 LA	SSL8 LA	SSL8 LA	SSL5 LA	SSL5 LA	SSL5 LA	SSL5 LA	SSL5 LA
Sc	49,320	49,370	49,345	64,160	68,700	57,590	59,735	69,250	63,790	61,290	64,777	67,040
Ti	0,485	0,489	0,487	0,629	0,691	0,542	0,522	0,537	0,519	0,530	0,529	0,692
V	264,500	251,990	258,245	299,120	314,890	265,810	274,045	289,650	271,610	275,520	278,927	304,220
Cr	4692,770	4155,890	4424,330	4298,610	4631,100	3965,630	4471,760	4010,020	4539,630	4314,870	4288,173	4338,300
Co	26,090	19,160	22,625	18,470	23,400	18,120	29,010	19,220	22,630	20,680	20,843	19,100
Ni	423,580	327,020	375,300	286,670	375,310	309,550	549,890	286,750	363,510	321,340	323,867	323,870
Rb	0,034	0,027		0,039	0,113	0,037	0,075	0,050	0,054	0,037		0,055
Sr	6,560	5,530	6,045	3,000	3,190	5,550	6,400	6,580	8,450	7,090	7,373	4,640
Y	18,250	16,860	17,555	21,850	22,640	22,410	22,085	21,120	21,580	21,320	21,340	27,730
Zr	13,560	13,810	13,685	18,700	19,970	17,630	16,590	14,520	14,950	16,290	15,253	19,500
Nb	0,015	0,018	0,018	0,058	0,010	0,040	0,033	0,010	0,014	0,015		0,020
Ba	0,910	1,400	1,155	0,331	0,510	1,280	1,240	0,990	0,770	0,590	0,783	0,870
La	0,363	0,368	0,366	0,199	0,219	0,617	0,612	0,266	0,340	0,213	0,273	0,218
Ce	1,669	1,494	1,582	1,385	1,368	2,330	2,065	1,337	1,780	1,340	1,486	1,730
Pr	0,529	0,479	0,504	0,455	0,490	0,631	0,578	0,357	0,417	0,520	0,431	0,551
Nd	3,670	3,570	3,620	3,840	4,140	3,550	3,605	3,050	4,460	3,680	3,730	4,430
Sm	1,885	1,534	1,710	1,880	1,940	1,600	1,505	1,720	2,050	1,630	1,800	2,500
Eu	0,706	0,746	0,726	0,784	0,949	0,778	0,682	0,699	0,821	0,712	0,744	1,001
Gd	2,430	2,870	2,650	3,210	2,910	2,840	2,665	2,650	2,850	2,370	2,623	3,180
Tb	0,377	0,545	0,461	0,674	0,637	0,573	0,548	0,550	0,561	0,440	0,517	0,651
Dy	2,530	3,270	2,900	4,220	4,440	3,740	3,935	4,080	3,540	3,930	3,850	4,990
Ho	0,663	0,681	0,672	0,850	0,825	0,890	0,900	0,948	0,780	0,936	0,888	1,060
Er	2,100	2,010	2,055	2,120	2,100	1,840	2,115	2,260	2,510	2,630	2,467	2,970
Tm	0,290	0,292	0,291	0,332	0,293	0,328	0,314	0,350	0,350	0,350	0,350	0,378
Yb	1,900	2,030	1,965	2,200	2,290	2,440	2,530	2,250	2,650	2,490	2,463	3,250
Lu	0,293	0,342	0,368	0,318	0,383	0,271	0,245	0,365	0,317	0,313	0,332	0,347
Hf	0,760	0,680	0,720	1,240	1,170	0,860	0,790	1,240	0,700	1,010	0,983	1,100
Ta	0,007	0,008	0,008	0,010	0,010	0,018	0,018	0,006	0,007	0,010		0,010
Pb	0,130	0,086	0,108	0,030	0,020	0,032	0,032	0,027	0,038	0,210	0,210	0,029
Th	0,010	0,006		0,006	0,010	0,009	0,009	0,010	0,010	0,007		0,009
U	0,010	0,019	0,019	0,010	0,010	0,010		0,010	0,007	0,010		0,007

Abbreviazioni: LA = lherzolite con anfibolo.

	SSL5 LA	SSL5 LA	EP7 LA	EP7 L	EP7 L	EP7 L	EP7 L	EP7 L	EP7 L	EP7 L	EP7 L	EP7 L
Sc	63,440	65,240	67,940	68,960	68,450	58,660	56,490	57,575	62,060	54,120	58,090	57,833
Ti	0,571	0,632	0,523	0,519	0,521	0,540	0,509	0,524	0,538	0,497	0,517	0,521
V	266,270	285,245	298,260	299,620	298,940	287,240	265,730	276,485	275,500	246,120	260,810	268,648
Cr	4105,950	4222,125	4120,750	4242,190	4181,470	5290,790	5004,370	5147,580	4739,220	4506,090	4622,655	4885,118
Co	20,020	19,560	23,200	18,730	20,965	22,680	20,240	21,460	18,980	18,130	18,555	20,008
Ni	362,820	343,345	322,400	306,220	314,310	401,100	337,240	369,170	300,470	278,710	289,590	329,380
Rb	0,005		0,053	0,075		0,078	0,039	0,078	0,063	0,048	0,056	0,063
Sr	4,910	4,775	9,380	5,610	7,495	8,580	9,470	9,025	8,030	8,740	8,385	8,705
Y	23,870	25,800	21,070	19,910	20,490	19,670	20,500	20,085	20,580	20,180	20,380	20,233
Zr	18,220	18,860	16,280	15,220	15,750	12,950	15,120	14,035	14,580	14,570	14,575	14,305
Nb	0,017	0,018	0,023	0,010	0,023	0,029	0,010		0,022	0,012	0,022	0,022
Ba	2,610	1,740	0,360	0,251	0,306	0,124	0,217	0,171	0,219	0,298	0,259	0,215
La	0,467	0,343	0,043	0,043	0,043	0,078	0,074	0,076	0,074	0,073	0,074	0,075
Ce	1,850	1,790	1,212	1,079	1,146	1,036	1,005	1,021	0,916	1,012	0,964	0,992
Pr	0,479	0,515	0,434	0,309	0,372	0,356	0,400	0,378	0,391	0,416	0,404	0,391
Nd	4,240	4,335	3,700	2,900	3,300	2,960	3,030	2,995	3,100	2,980	3,040	3,018
Sm	2,490	2,495	1,740	1,700	1,720	1,650	1,700	1,675	1,990	1,880	1,935	1,805
Eu	0,939	0,970	0,645	0,807	0,726	0,872	0,825	0,849	0,774	0,670	0,722	0,785
Gd	3,460	3,320	3,000	3,140	3,070	2,450	2,460	2,455	2,110	2,250	2,180	2,318
Tb	0,657	0,654	0,580	0,576	0,578	0,553	0,545	0,549	0,510	0,490	0,500	0,525
Dy	5,000	4,995	4,540	3,760	4,150	3,140	3,880	3,510	3,370	3,550	3,460	3,485
Ho	0,962	1,011	0,921	0,869	0,895	0,744	0,765	0,755	0,873	0,773	0,823	0,789
Er	2,930	2,950	1,900	2,300	2,100	2,290	2,490	2,390	2,110	1,950	2,030	2,210
Tm	0,411	0,395	0,316	0,260	0,288	0,271	0,324	0,298	0,300	0,340	0,320	0,309
Yb	3,060	3,155	1,900	1,770	1,835	1,800	2,650	2,225	2,230	2,220	2,225	2,225
Lu	0,298	0,323	0,253	0,274	0,264	0,330	0,381	0,356	0,384	0,330	0,357	0,356
Hf	0,700	0,900	0,630	1,000	0,815	0,950	0,910	0,930	0,719	0,547	0,633	0,782
Ta	0,007		0,010	0,010		0,010	0,010		0,010	0,010		
Pb	0,028	0,028	0,025	0,056	0,056	0,035	0,016	0,016	0,023	0,038	0,038	0,027
Th	0,010	0,009	0,010	0,010		0,010	0,010		0,010	0,010		
U	0,010		0,010	0,010		0,010	0,010		0,007	0,007	0,007	0,007

Abbreviazioni: LA = kherzolute con anfibolo; L = lherzolute.

	EP7 L	EP5 L	EP5 L	EP5 L	EP5 L	EP5 L	EP5 L	EP5 L	EP5 L	EP5 L	EP5 L	EP5 L
Sc	60,620	63,370	61,995	63,780	60,760	62,090	62,089	56,220	67,550	50,730	52,780	49,480
Ti	0,520	0,555	0,538	0,525	0,480	0,553	0,521	0,494	0,584	0,513	0,511	0,447
V	275,170	283,630	279,400	285,750	292,190	304,590	286,289	271,660	310,540	262,920	274,820	242,560
Cr	4398,010	4890,470	4644,240	4635,720	5030,560	5124,880	4750,817	5684,470	5340,840	5221,070	5340,610	5341,270
Co	18,760	19,630	19,195	20,770	22,040	24,680	20,515	19,320	18,890	21,780	22,830	20,450
Ni	281,980	332,080	307,030	312,100	375,020	425,450	333,876	363,710	310,160	329,830	336,460	320,950
Rb	0,069	0,037		0,055	0,039	0,142	0,099	0,216	0,075	0,019	0,045	0,024
Sr	7,480	6,650	7,065	8,690	9,290	9,030	7,866	5,230	3,080	6,590	7,800	12,570
Y	20,850	21,750	21,300	19,550	18,360	19,950	19,836	19,090	19,640	16,450	17,990	17,630
Zr	14,760	15,460	15,110	13,950	12,830	14,330	14,267	13,570	17,110	13,160	13,640	11,250
Nb	0,010	0,010		0,010	0,016	0,041	0,041	0,026	0,018	0,014	0,010	0,014
Ba	0,010	0,094		0,058	0,510	0,364	0,361	0,330	0,107	0,053	0,135	0,052
La	0,063	0,040	0,052	0,109	0,019	0,080	0,059	0,104	0,026	0,073	0,095	0,054
Ce	0,881	0,901	0,891	0,858	0,864	0,698	0,845	0,947	0,937	1,046	0,902	0,826
Pr	0,377	0,393	0,385	0,300	0,416	0,242	0,339	0,338	0,309	0,400	0,325	0,325
Nd	3,120	2,670	2,895	2,970	3,080	2,370	2,742	2,890	2,990	2,570	3,070	2,820
Sm	1,800	1,700	1,750	1,610	1,630	2,230	1,724	1,600	1,610	1,260	1,330	1,750
Eu	0,665	0,727	0,696	0,502	0,549	0,810	0,660	0,762	0,714	0,768	0,723	0,837
Gd	2,370	2,810	2,590	2,180	1,850	2,990	2,431	2,950	2,500	2,430	1,960	2,320
Tb	0,527	0,669	0,598	0,535	0,466	0,592	0,548	0,495	0,525	0,420	0,466	0,506
Dy	4,260	4,060	4,160	3,550	3,400	4,020	3,780	2,950	3,200	3,270	3,120	2,790
Ho	0,801	0,631	0,716	0,826	0,682	0,704	0,718	0,700	0,750	0,656	0,812	0,703
Er	2,390	2,180	2,285	2,180	2,100	2,310	2,215	1,930	2,280	2,060	1,860	2,050
Tm	0,308	0,341	0,325	0,346	0,332	0,372	0,327	0,339	0,321	0,267	0,232	0,237
Yb	2,470	2,830	2,650	2,120	2,040	2,560	2,350	2,300	2,080	2,440	1,870	1,920
Lu	0,214	0,287	0,251	0,204	0,301	0,296	0,253	0,368	0,285	0,224	0,225	0,220
Hf	0,448	0,488	0,468	0,810	0,900	0,930	0,661	0,520	0,830	0,703	0,221	0,622
Ta	0,010	0,010		0,010	0,007	0,010	0,010	0,010	0,010	0,008	0,010	0,006
Pb	0,037	0,072	0,072	2,540	0,033	0,026	0,677	0,030	0,049	0,024	0,050	0,022
Th	0,022	0,007	0,022	0,010	0,010	0,006	0,022	0,008	0,008	0,010	0,010	0,006
U	0,007	0,010	0,007	0,007	0,010	0,010	0,007	0,010	0,010	0,007	0,006	0,010

Abbreviazioni: L = lherzolite.

	EP5	TPS1	TPS1	TPS1	TPS1	SSL4	SSL4	SSL4	SSL4	TPS3	TPS3	TPS3
	L	L	L	L	L	P	P	P	P	G	G	G
Sc	50,090	50,770	53,980	56,440	62,010	111,250	141,330	105,400	133,190	185,230	140,110	161,550
Ti	0,477	0,487	0,519	0,529	0,477	2,747	1,707	1,200	2,095	1,560	1,406	1,810
V	255,410	258,928	264,430	260,750	283,290	737,470	547,080	506,900	729,220	619,730	469,850	597,520
Cr	5481,040	5345,998	4863,210	4888,920	4531,840	22,450	45,330	42,010	32,100	521,640	637,230	899,980
Co	22,290	21,838	20,410	19,810	18,530	25,620	32,110	30,620	32,860	37,180	29,540	33,500
Ni	325,260	328,125	302,130	314,600	303,470	76,260	24,940	73,500	83,590	93,500	42,850	58,590
Rb	0,063	0,063	0,026	0,081	0,032	0,089	0,045	0,038	0,112	0,033	0,040	0,418
Sr	13,440	10,100	7,060	6,630	6,860	22,300	27,070	21,790	24,620	25,020	18,800	23,160
Y	18,720	17,698	18,930	19,150	17,090	116,990	47,780	57,710	69,360	32,530	27,690	32,220
Zr	12,180	12,558	13,830	14,390	13,430	366,460	106,280	92,160	156,780	60,340	71,090	77,960
Nb	0,010	0,014	0,013	0,010	0,010	0,206	0,048	0,023	0,165	0,010	0,051	0,034
Ba	0,080	0,094	0,287	0,055	0,510	0,095	0,010	0,167	5,560	0,382	0,085	0,349
La	0,077	0,075	0,053	0,070	0,052	4,910	3,730	2,930	4,160	1,193	1,135	1,222
Ce	0,868	0,911	0,983	1,153	0,823	17,170	12,630	10,670	14,430	6,070	5,130	5,990
Pr	0,326	0,344	0,375	0,324	0,258	4,260	2,760	2,370	3,630	1,248	1,229	1,498
Nd	2,730	2,798	2,830	2,980	2,090	22,390	17,930	18,390	19,920	9,430	7,640	10,230
Sm	1,570	1,478	1,550	1,600	1,350	10,100	6,860	7,650	8,450	4,050	3,130	4,220
Eu	0,804	0,783	0,780	0,798	0,670	3,270	2,860	2,660	2,830	1,356	1,139	1,394
Gd	2,800	2,378	2,830	3,000	2,230	13,690	8,810	8,940	11,870	5,810	4,650	6,450
Tb	0,593	0,496	0,514	0,462	0,450	2,430	1,570	1,800	2,330	0,983	0,834	1,012
Dy	3,290	3,118	3,220	2,970	3,010	18,460	8,880	11,860	14,070	6,080	5,370	6,990
Ho	0,788	0,740	0,720	0,791	0,665	3,195	1,920	2,400	2,750	1,255	1,048	1,455
Er	2,120	2,023	1,680	1,900	2,060	9,710	5,000	6,720	8,690	3,530	2,950	3,430
Tm	0,300	0,259	0,305	0,300	0,268	0,970	0,633	0,682	0,714	0,424	0,338	0,490
Yb	2,380	2,153	2,120	2,100	1,780	6,850	4,500	4,560	5,900	2,920	2,780	2,940
Lu	0,286	0,239	0,221	0,277	0,215	0,760	0,421	0,451	0,475	0,514	0,436	0,388
Hf	0,404	0,488	0,907	0,630	0,580	14,050	4,720	4,140	6,400	2,200	2,680	3,400
Ta	0,007	0,007	0,010	0,010	0,010	0,032	0,010	0,010	0,012	0,010	0,011	0,010
Pb	0,018	0,050	0,032	0,020	0,025	0,203	0,125	0,106	0,460	0,043	0,016	0,192
Th	0,010	0,006	0,010	0,010	0,010	0,057	0,010	0,043	0,029	0,006	0,019	0,010
U	0,006	0,006	0,010	0,006	0,010	0,009	0,013	0,010	0,010	0,004	0,005	0,007

Abbreviazioni: L = Iherzolite; P = pirossenite; G = Gabbro.

	TPS3 G	TPS5 G	TPS5 G	TPS5 G	TPS15 G	TPS15 G	TPS15 G	TPS15 G
Sc	162,630	100,630	181,294	181,475	183,440	157,280	188,000	198,040
Ti	1,819	1,419	1,173	1,176	1,420	1,041	1,181	1,225
V	557,380	423,460	496,034	487,283	550,670	447,620	505,490	521,400
Cr	723,050	270,100	2829,664	2963,910	2243,510	1994,050	2768,060	3772,890
Co	30,730	30,630	30,867	30,912	33,150	32,090	30,740	28,240
Ni	47,920	47,120	118,451	104,253	112,210	121,910	109,860	103,760
Rb	0,037	0,032		0,102	0,023	0,040	0,025	0,059
Sr	21,800	19,500	22,658	20,163	22,880	21,200	23,370	23,380
Y	29,560	25,130	23,537	22,743	28,980	21,180	24,320	25,120
Zr	98,590	65,140	41,655	42,644	54,740	34,090	42,740	47,460
Nb	0,046	0,029		0,010	0,020	0,010	0,014	0,033
Ba	0,440	0,106	0,323	0,817	0,227	0,010	0,326	0,320
La	1,239	1,081	0,961	0,696	1,073	0,930	0,987	0,930
Ce	6,440	4,840	4,435	4,163	5,000	4,500	4,460	4,510
Pr	1,612	1,272	0,983	0,972	1,334	0,944	0,985	0,950
Nd	10,860	7,880	6,953	6,727	7,420	7,500	7,430	6,270
Sm	4,690	3,100	2,898	2,723	3,080	2,770	3,130	2,600
Eu	1,600	1,248	1,243	1,213	1,440	1,260	1,110	1,320
Gd	5,580	4,610	3,840	3,450	4,370	4,160	4,200	3,600
Tb	0,958	0,868	0,754	0,653	0,933	0,800	0,804	0,713
Dy	5,810	4,730	4,778	4,840	5,060	4,860	4,610	5,060
Ho	1,079	1,023	0,923	1,015	1,195	0,807	0,946	1,000
Er	3,190	3,120	2,588	2,538	3,320	2,350	2,400	2,820
Tm	0,363	0,421	0,395	0,329	0,484	0,379	0,361	0,440
Yb	2,430	3,100	2,527	2,496	2,270	2,240	2,240	2,560
Lu	0,376	0,356	0,312	0,341	0,408	0,300	0,278	0,305
Hf	3,950	2,830	2,129	1,918	2,540	1,400	1,770	2,710
Ta	0,006	0,007		0,027	0,006	0,010	0,006	0,010
Pb	0,160	0,040	0,134	0,043	0,085	0,025	0,024	0,040
Th	0,013	0,012	0,022	0,023	0,017	0,007	0,006	0,010
U	0,006	0,007	0,006	0,010	0,010	0,006	0,010	0,010

Abbreviazioni: G = Gabbro.

## Concentrazione elementi in traccia nei plagioclasì

	TPS5	TPS5	TPS3	TPS3	TPS15
	G	G	G	G	G
Sc	2,180	3,820	3,570	3,190	11,370
Ti	0,106	0,137	0,166	0,137	0,033
V	13,780	45,140	9,340	22,753	21,260
Cr	20,470	51,050	15,910	29,143	150,020
Co	5,850	44,660	2,440	17,650	6,080
Ni	8,350	72,690	1,070	27,370	94,810
Rb	13,700	16,680	31,730	20,703	0,024
Sr	494,840	567,000	609,430	557,090	2,790
Y	0,247	0,700	0,430	0,459	0,491
Zr	0,510	1,820	0,750	1,027	2,930
Nb	0,010	0,076	0,010	0,076	0,021
Ba	49,600	67,830	84,440	67,290	0,800
La	0,590	0,730	0,660	0,660	0,489
Ce	1,620	1,660	1,450	1,243	1,094
Pr	0,116	0,165	0,170	0,150	0,201
Nd	0,580	0,400	0,336	0,520	0,440
Sm	0,064	0,071	0,076	0,069	0,087
Eu	0,558	0,690	0,620	0,523	0,646
Gd	0,240	0,140	0,170	0,190	0,138
Tb	0,010	0,011	0,012	0,009	0,008
Dy	0,077	0,061	0,053	0,066	0,076
Ho	0,012	0,010	0,013	0,010	0,010
Er	0,019	0,018	0,019	0,019	0,022
Tm	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Yb	0,007	0,009	0,009	0,008	0,008
Lu	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Hf	0,091	0,010	0,010	0,010	0,130
Ta	0,010	0,010	0,010	0,010	0,005
Pb	0,078	0,076	0,077	0,010	0,019
Th	0,010	0,044	0,086	0,065	0,006
U	0,015	0,010	0,010	0,010	0,010

Abbreviazioni: G = gabbro.



**RINGRAZIAMENTI**

Pericolo di shock a cervello. Se decidete di proseguire nella lettura lo fate a vostro rischio e pericolo. Il sottoscritto non si accollerà la responsabilità di eventuali danni a cose, luoghi o persone.

E Tre!

Eccomi, per la terza volta in quasi dieci anni, nuovamente alle prese con quello che è il capitolo preferito e più atteso da tutti i miei fans, ovvero i ringraziamenti, quel capitolo che non si sa mai bene perché, indipendentemente dal percorso di studi, è sempre il più letto, neanche ci fosse scritto chissà quale divino segreto (anche me medesimo è stato colpito dall'effetto "ringraziamenti finali"). Devo dire che quest'arcano mistero non sono riuscito mai a svelarlo, non che ci abbia provato, s'intende, ma diciamo che giacché arcano, il mistero si perde nelle nebbie della storia e magari, chissà, è un segno dell'esistenza degli alieni (*Giacobbo, comunicazione personale*). Non conscio dei motivi che spingono la mente umana ad aprire sempre e quasi esclusivamente solo queste pagine, mi accingo, giunto al termine di questo lavoro, a ringraziare ed esprimere un pensiero profondo su tutte le persone che mi hanno ostacolato... cioè aiutato, in modi diversi nella realizzazione di questa tesi. Basta cavolate (per ora) e cominciamo con i sentiti ringraziamenti, sentiti non perché li declamerò a voce ma perché vengono dal profondo (che sentimentale!). Di qui in avanti andrò a ruota libera con la mente e con le mani sulla tastiera del Mac (perché finora cosa hai fatto?, ti starai chiedendo mio caro lettore), sperando di non dimenticare alcuno, ma se tu mio caro lettore, non troverai i tuoi dati anagrafici in queste pagine, dimmelo e ti dirò: "pacienz".

Poiché questi ringraziamenti sono inseriti all'interno di una tesi di dottorato, non me ne vogliate se comincio dagli eruditi universitari addetti ai lavori. I miei ringraziamenti vanno a chi mi ha seguito durante la redazione del lavoro di tesi, in particolare al Prof. Massimo D'Antonio, in qualità di mio tutor, per la fiducia fin da subito dimostratami e per avermi seguito durante lo svolgimento del lavoro con consigli e confronti che mi hanno aiutato ad intraprendere, ogni volta, le scelte più appropriate, per la prontezza nei chiarimenti e nei suggerimenti, per avermi guidato durante la conclusione di questo percorso formativo e al tempo stesso per gli apprezzamenti per quanto realizzato. Non scorderò la continua disponibilità e pazienza che mi ha dedicato durante l'intera esperienza, vista anche la mia continua "pressione" nei suoi confronti e il fatto che si è letto questo mattone dalla prima all'ultima pagina apportando aggiustamenti utili a renderlo ancora più mattone. Proseguo con la Dott.ssa Paola Petrosino, che ringrazio per avermi dato un posto dove stare all'università, per avermi dato la possibilità di comparire per la prima volta su Scopus, per avermi fornito quegli strumenti altamente tecnologici (setacci, microscopio e macchina fotografica) necessari per lavorare quella fetenza di campioni che mi son portato su dalla Calabria, che in altri lidi avrei dovuto chiedere con domanda in carta bollata da 14,62 euro, e per essere stata la mia primaria fonte di informazioni interne al dipartimento. Ringrazio la Prof.ssa Meritxell Aulinas gentilissima nell'accogliermi e seguirmi durante i due mesi trascorsi da dottorando, nei laboratori universitari, e da turista, tra le strade della meravigliosa Barcelona. Ringrazio inoltre, il Dott. Paco Martinez, tecnico del laboratorio di chimica fine, per avermi aiutato durante la preparazione dei campioni per le analisi al Plasma Massa, e il Dott. Xavier Ximenes, tecnico del laboratorio di Microscopia Analitica, per avermi aiutato durante l'acquisizione dei dati di mineral chemistry. Ringrazio il Dott. Alberto Zanetti del CNR di Pavia, per il suo pronto e prezioso aiuto nelle acquisizioni dei dati di microsonda ionica. Ringrazio la Prof.ssa Elisabetta Rampone del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Ambiente e della Vita (e noi ci lamentiamo del nome del nostro Dip., ma questo l'avete visto?) dell'Università di Genova che si è sorbita, per cortesia, questo mattone per esprimere un giudizio da cui valeva la mia vita. Scherzi a parte ho apprezzato tantissimo i suoi suggerimenti e la ringrazio per aver chiarito diversi aspetti controversi che sono venuti fuori durante l'elaborazione dei dati geochimici (e ci mancava pure giacché è una dei più grandi esperti di peridotiti al mondo). Ringrazio, il Dott. Stefano Vitale per l'attenzione che mi ha prestato per trovare una spiegazione ragionevole, sulla relazione esistente tra rocce peridotitiche intra-bacinali incluse in un deposito sedimentario marginale. Ringrazio infine il Dott. Domenico Sparice per essere

venuto diverse volte in campagna con me a prendere quelli che, come già definito, sono proprio una fetenza di campioni.

Poiché questi ringraziamenti come detto poc'anzi sono inseriti all'interno di una tesi di dottorato, non me ne vogliate, se continuo con gente che bazzica per l'università. Desidero ringraziare tutte quelle persone con cui ho iniziato e trascorso i miei anni d'intenso studio, ma anche di piacevoli svaghi e discussioni serie e meno serie, sia quelle con le quali è nato un rapporto che è andato oltre le lezioni, i libri e lo studio, sia quelle che, a causa di una perdita di vista dovuta alla scelta di percorsi di studio e di vita differenti, sento oramai saltuariamente. Ringrazio tutte quelle persone con cui ho scambiato qualche pensiero, qualche idea, qualche risata tra il Chiostro di San Marcellino, i corridoi di Mezzocannone 8 e il dipartimento di Scienze della Terra. Le ringrazio per aver reso, con la loro simpatia, piacevoli i periodi trascorsi a tempo pieno in questo dipartimento. Tutte loro, in diversi modi hanno contribuito al mio percorso formativo, suscitando in me nuovi interessi ed obiettivi, e soprattutto mi hanno suggerito, direttamente o indirettamente, il modo per poterli raggiungere.

Un grazie va a tutti quelli che mi sono stati molto vicini e che, oltre ad avermi sempre "supportato" mi hanno più di tutto "soportato" durante quasi una decade passata all'Università.

A Viviana, cui dedico questo lavoro, che mi è stata sempre vicina durante tutto il mio, o meglio, nostro percorso universitario, che con estrema pazienza ha sopportato le mie paranoie e i miei sbalzi di umore quando, sotto stress, mi sfogavo in modo particolare con lei, per esserci sempre stata e per aver sopportato tutte le mie incazzature o depressioni ogni volta che le cose non andavano per il verso giusto. Grazie per avermi fatto capire che potevo farcela, incoraggiandomi a "non mollare mai". Se ho raggiunto questo traguardo, lo devo anche alla sua continua presenza non solo morale. Lei più di tutti conosce la passione e la dedizione che ho messo in questo percorso e che ora e più di tutti, comprende il mio grado di soddisfazione. Senza di lei non avrei raggiunto questi traguardi e se anche l'avessi fatto, probabilmente non con questi risultati. GRAZIE DI CUORE.

Ringrazio, infine, tutte quelle persone che non hanno creduto in me o che mi hanno dato grossi dispiaceri (pochi di chi leggeranno capiranno), anche voi meritate un posto in queste pagine.

Or dunque, dopo 51 esami (4 a biotecnologie e 47 a geologia), 1 tirocinio, 342 dannatissimi crediti formativi universitari equivalenti a quasi 3000 ore di lezione e quasi 9000 ore di studio a casa) ed altri 60 crediti di attività formativa durante il dottorato, dopo 9 anni passati ad andare e venire con il ciuf ciuf della Circumvesuviana (tra un ritardo, un guasto, un incendio, un deragliamento e l'altro), non dovrò mai più scrivere una tesi (yu huuuuuuuuuuuu!).

Ma vediamo di concludere col botto adesso e chiudere il cerchio aperto all'inizio. Tre è il numero di opere scritte e, dunque, così come Tre è il numero perfetto questa tesi, ultimo conclusivo capitolo di una trilogia aperta diversi anni fa, è perfetta, perché sono un genio, ergo ho sempre ragione (anche se la ragione è dei fessi, hum...) e tutte le fesserie scritte in queste 300 e passa pagine sono vere e quindi non sono fesserie ma la verità assoluta. Vediamo se qualcuno mi toglie il titolo quando si accorgeranno di tutte le stronzate che ho scritto in queste pagine. Io scommetto di no ma mai disperare ☺.

Statev buon!

Fabio Carmine Mazzeo

Marzo 2014

PS: ricordate, che questi ringraziamenti sono stati fatti da una persona che potrebbe apparire pazza ma che in realtà non lo è (forse).

40°01'18"N

16°08'15"E

